НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2, с. 3–23 http://www.izdatgeo.ru

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345.2+551.324.05

ЛЕДНИКИ СИБИРИ КАК КОМПОНЕНТ КРИОЛИТОГЕННО-ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ГЕОСИСТЕМ

В.С. Шейнкман, В.П. Мельников

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия
Тюменский государственный нефтегазовый университет,
625000, Тюмень, ул. Володарского, 36, Россия; vlad.sheinkman@mail.ru

В Сибири холодный континентальный климат определяет особые условия образования и динамики ледников. Во взаимодействии с криолитозоной они становятся новым элементом криоразнообразия (совокупности порождаемых холодом объектов и явлений), принципиально отличным от ледников, рассматриваемых с классических позиций альпийской модели оледенения. При охлаждении до температур, существенно ниже 0 °С, ледники в Сибири приобретают черты, более свойственные криолитозоне, чем альпинотипным ледникам. Авторами предложено относить образуемое объединение ледников с криолитозоной к особым геосистемам, которые названы криолитогенно-гляциальными системами.

Криолитозона, оледенение, взаимодействие мерзлых пород и ледников

SIBERIAN GLACIERS AS A COMPONENT OF CRYOLITHOGENIC-GLACIAL GEOSYSTEMS

V.S. Sheinkman, V.P. Melnikov

Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia
Tyumen State Oil and Gas University, 625000, Tyumen, Volodarskogo str., 36, Russia; vlad.sheinkman@mail.ru

Cold continental climate in Siberia determines peculiar conditions of glacier formation and dynamics. Interacting with permafrost, they become a new element of cryodiversity, i. e. a set of objects and phenomena produced by cold, and differ greatly from the glaciers which are considered from the classical positions of the Alpine glaciation model. On cooling down to quite low temperatures (far below 0 °C), the glaciers in Siberia acquire traits which are more inherent for the permafrost rather than for Alpine-type glaciers. The acquired feature calls for regarding the formed aggregation of glaciers and permafrost as peculiar geosystems; the authors name them cryolithogenic-glacial systems.

Cryolithozone, glaciation, interaction of permafrost and glaciers

ВВЕДЕНИЕ

Сегодня на основе системных знаний о холодном мире намечены широкие перспективы криологических исследований, что требует объединения имеющейся информации в систему научных взглядов для всех порожденных холодом явлений. Они могут быть охвачены понятием “криоразнообразие” – совокупности порождаемых холодом объектов и явлений [*Мельников и др., 2013*] – и должны рассматриваться с единых позиций криологии Земли.

Сразу оговоримся: “холод” и “тепло” – понятия антропосенсорные, в физике таких величин нет. В физике оперируют понятиями “теплота” и “количество теплоты” – мерой энергии, переходящей от одного тела к другому при их нагревании и охлаждении, тогда как “холод” и “тепло” – понятия, отражающие температурное состояние определенной среды в зависимости от наших ощущений.

Но в мерзлотоведении оперировать понятием “холод” приходится постоянно, подразумевая среду при отрицательных температурах, в том числе опираясь на значение ставшего в этой области основой терминологии греческого слова “криос” (χρνοζ) – холод, мороз. Фактически в этом значении термин “холод” уже вошел в понятийный аппарат криологической науки. В расширенном смысле слово “криос” также имеет значение “лед” [*Дворецкий, 1958*]. А греческий язык, ставший вместе с латынью основой научного лексикона, используется на территории Средиземноморья, где слова, определяющие холод и мороз, издавна

© В.С. Шейнкман, В.П. Мельников, 2014

сопоставляются с порожденным ими явлением “лед”. Предполагая одной из целей настоящей работы упорядочивание терминологии криологической науки, авторы считают, что целесообразно опереться в целом на термины с корнем “криос”, оперируя ими при обозначении всех явлений, обусловленных холодом. Тем более что устоявшийся термин “криогенез”, объединяя различные процессы, протекающие при отрицательной температуре в разных средах, буквально означает “порождаемое холодом”. Как бы то ни было, в криологии понятие “холод” подразумевает среду при отрицательных температурах, и хотя термин прочно вошел в мерзлотоведение, в отношении ледников его продолжают использовать неоднозначно.

Снег, исходное вещество ледников, является продуктом криогенеза в атмосфере. Снег выпадает на землю, накапливается и дает начало развитию ледников: это может произойти как на территории с глубоким промерзанием горных пород, так и вне ее. Исторически сложилось так, что изучение ледников вне области ярко выраженной криолитозоны началось в тот период, когда наука о мерзлоте еще не сформировалась. В итоге рассматривать ледники как продукт криогенеза на поверхности земли, даже при их нахождении в области сплошной криолитозоны, до сих пор непривычно. Это означает лишь, что проявления криогенеза надо изучать для более сложной и динамичной среды – при формировании геологических тел из снега и образуемого из него льда на ранее сформировавшихся и длительное время существующих промерзших породах. Тем более что из снега и льда состоит еще одна форма наземного оледенения – наледи, порождаемые промерзанием водоносных таликов и поэтому относимые к мерзлотным явлениям. Если ледниковый лед – следствие осадочно-метаморфического преобразования снежной массы (типы льдообразования даны по [*Шумский, 1955*]), то наледный лед – результат преимущественно конжеляционного, точнее повторно-конжеляционного, процесса, и все они вместе – элементы криоразнообразия.

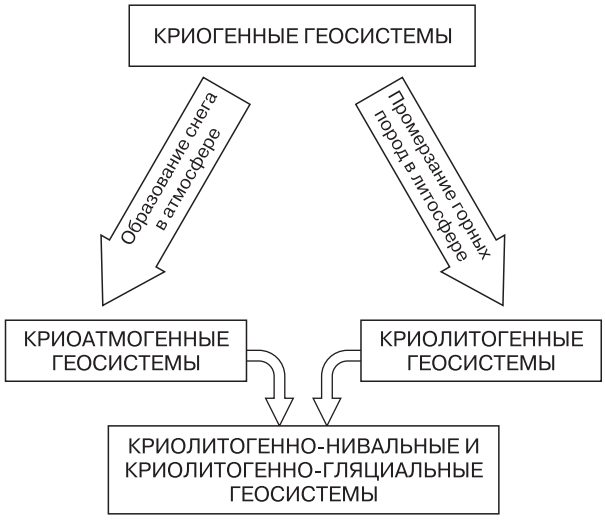

Рис. 1. Схема соподчинения криогенных геосистем.

Таким образом, введение емкого, позволяющего систематизировать различные по типу льдообразования объекты криосферы Земли, понятия “криоразнообразие” (включающего и льды снежного происхождения) вполне своевременно. Тем более что в Сибири все ледники приурочены к области сплошных многолетнемерзлых пород (ММП), и оледенение здесь является следствием криогенных процессов и в атмосфере, и в литосфере [*Шейнкман, 2010, 2012*]. Будучи объектом науки о ледниках, оно становится тем самым и объектом науки о мерзлых породах. Следовательно, анализировать его надо с позиций системных представлений криологии Земли [*Мельников, 2010*], согласно которым все льды, представляя собой элемент криоразнообразия, должны рассматриваться как элементы криогенных геосистем, конечно, с учетом специфики развития входящих в их состав частей.

В нашем случае элементом криогенных геосистем являются льды снежного генезиса, образующие в литосфере геологические тела, тесно связанные с другими компонентами криолитозоны. Формируемые ими системы целесообразно считать *криолитогенными*. Надо только иметь в виду, что льды снежного генезиса часто рассматриваются традиционно – как члены генетического ряда “снежный покров–снежник–ледник” в составе нивально-гляциальных систем. Поэтому к слову “криолитогенный” в названии данных геосистем следует добавлять поясняющие слова. Это позволит, сохраняя привычную терминологию, придать описываемым явлениям новую, более полноценную значимость.

Согласно лаконичному определению П.А. Шумского [*1964б*], ледник – это поток льда атмосферного происхождения. Опираясь на эту формулировку, в случае *криолитогенных* геосистем, доминирующим элементом которых являются потоки льда, в их название целесообразно добавить поясняющее слово “*гляциальный*”, а в случае геосистем, в составе которых есть образования снежного генезиса, еще не превратившиеся в потоки льда, – “*нивальный*”. Иными словами, речь будет идти о *криолитогенно-гляциальных* и *криолитогенно-нивальных* геосистемах.

Схема соподчиненности рассматриваемых геосистем приведена на рис. 1. Остановимся на первых, *криолитогенно-гляциальных геосистемах* (сокращенно – *криогляциальных системах*, или КГС), продолжая развивать идеи, изложенные ра-

нее в работах [*Мельников, 2010; Шейнкман, 2010, 2012; Мельников и др., 2013; Sheinkman, 2011; Sheinkman, Melnikov, 2011*].

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРМИНОЛОГИИ

Поскольку авторы ставят одной из своих целей упорядочивание терминологии криологической науки и предлагают ввести в научный оборот новые термины, целесообразно вначале остановиться на проблеме эволюции тех терминов, которые уже используются для обозначения процессов и явлений, определяемых холодом и льдом. Термины "гляциальный" (от латинского корня "glacies" – "лед") и "оледенение" (от русского корня "лед") в геологической литературе изначально соотносились с ледниками, хотя семантически они могли бы обозначать любые льды. Однако предложения подобного рода не прижились. Большинство исследователей ассоциируют термины "гляциальный" и "оледенение" с процессом аккумуляции льда именно в теле ледников, и с этим, во избежание путаницы, следует считаться.

Добавим, что для обозначения климата областей, смежных с ледниками, и обусловленных им явлений в начале прошлого века был предложен термин "перигляциальный" [*Lozinski, 1909*]. Поскольку термин "гляциальный" привычно ассоциировался с понятием "ледниковый", а префикс "пери" (περι) по-гречески означает "около, вблизи", термин "перигляциальный" был использован и для явлений, определяемых криолитогенезом в приледниковой зоне. Позднее в альпийской терминологии он стал применяться в отношении всех мерзлотных явлений, и смысл понятий был смещен. Ведь семантика терминов, будучи связана с их этимологией, осталась прежней: если "ледниковый" означает "гляциальный", а "приледниковый" – "перигляциальный", это определяет криолитогенез только на фоне развития ледникового процесса. Тогда обусловленные криолитогенезом отличия разных типов приледниковой и ледниковой зон отходят на второй план. В Сибири это означает существенное искажение картины оледенения.

Следует заметить, что гляциологи и мерзлотоведы, привычно используя термины "криогенный", "мерзлотный", "нивально-гляциальный" и другие в узком смысле, порой декларируют распространение их на все виды льда, но стараются обходить ситуации, когда ледовые тела формируются при совместном участии собственно гляциальных и мерзлотных процессов. Поэтому введение предлагаемых авторами терминов в целях упорядочивания системных представлений криологической науки вполне правомерно. Тем более что предлагается выделять для оценки развития криолитозоны более сложно построенные криогенные геосистемы, с разносторонним анализом преобразования в них вещества и энергии, оставляя за устойчиво применяемыми терминами их узкий смысл.

Может возникнуть вопрос, не проще ли, используя привычные термины, рассматривать оледенение как нивально-гляциальную систему, но придать им новое содержание. Ответ связан с тем, что система с этим названием акцентирует внимание на накоплении и преобразовании исходного вещества элементов генетического ряда "снежный покров–снежник–ледник". Тогда как термин "криогенный", за которым целесообразно, как было отмечено выше, закрепить его буквальный, широкого смысла перевод – "порожденный холодом", охватывает все классы явлений, поскольку они порождены холодом. И в отношении геосистем, в рамках которых оледенение формируется в условиях криолитозоны, требуется иное озвучение. Здесь как раз логичнее будет термин "криолитогенно-гляциальный", с помощью которого более сложно организованные *криолитогенно-гляциальные геосистемы* будут объединять и образования в пределах собственно ледника, и тесно связанные с ними (в процессе тепло- и массообмена и совместно проводимой геологической работы) другие, расположенные вблизи ледника, компоненты криолитозоны.

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДХОДОВ К ПРОБЛЕМЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Подходы альпийской научной школы

Основы знаний о ледниках были заложены альпийской научной школой, которая существует уже более двух столетий, – ее построения, опирающиеся на исследования собственно в Альпах, впервые были изложены в конце XVIII в. в знаменитом двухтомнике Ораза Соссюра [*Saussure, 1779, 1796*]. На первый план в этих построениях выдвигается осадочно-метаморфическая трансформация снега в объеме, много большем его таяния, быстрое восполнение убыли льда за счет поступления новых его порций и инерционность льда по отношению к таянию (удельная теплота плавления льда велика – 334 кДж/кг). Естественно, такая концепция концентрировала внимание исследователей на возможности развития многолетних снежно-ледовых образований (в виде ледников и снежников), большей частью своего тела лежащих на немерзлых породах.

Бесспорно, обстановки с высокой снежностью, определяемые близостью и влиянием отепленного океана (подобные тем, что имеют место в Альпах), благоприятны для ледников, но подавляют процесс промерзания горных пород. Тогда как холодный континентальный климат в Сибири способствует развитию криолитозоны, но сдержи-

вает (хотя и не предотвращает) развитие льдов снежного генезиса. Именно из-за этого противоречия существование ледников в глубине Сибири долгое время считалось невозможным. Впервые такое отношение к ледникам Сибири еще во второй половине XIX в. было озвучено известным климатологом А.И. Воейковым [*1881*]. Даже в середине прошлого века С.В. Калесник, основоположник отечественной гляциологии, в учебнике "Основы общего землеведения", по которому училось не одно поколение студентов, писал: "...низкие температуры не способствуют оледенению, потому что холодный воздух суше..." [*1947, с. 291*].

Для осознания многоплановости вклада холода в ледниковый процесс и понимания специфики протекания последнего в Сибири исследователям потребовалось время. Напомним, что еще в сообщениях сибирских первопроходцев наряду с описанием мерзлой земли говорилось о вечно заснеженных горах. Знания о мерзлых грунтах понадобились сразу – без них нельзя было обустроить быт, но вечные снега были в далеких труднодоступных горах, и их изучение началось лишь в конце XIX в. Даже по оледенению наиболее доступной части гор Сибири – Алтаю – первые сводки-монографии [*Тронов, 1949*] вышли в свет через полтора века после публикации [*Saussure, 1779, 1796*], а по Восточной и Северо-Восточной Сибири – уже после Международного геофизического года (МГГ), проведенного в 1957–1960 гг. [*Преображенский, 1960; Корейша, 1963, 1991; Граве, 1964; Каталог..., 1966–1981; Шейнкман, 1987; Атлас..., 1997; Sheinkman, 2011*].

Рассмотрим упомянутую выше классическую концепцию А.И. Воейкова [*1881*]. Она хорошо обоснована климатически, и в ней дано объяснение наличию в Сибири континентальных обстановок, однако вследствие принятия альпийской модели развития оледенения отрицается образование здесь ледников. Ввиду авторитета А.И. Воейкова исследователи первое время даже умалчивали об открытых ими в Сибири ледниках, как это произошло, например, с ледниками в горах Забайкалья [*Шейнкман и др., 2011*]. А когда факты их существования становились надежно установленными, пытались объяснить их, не противореча концепции А.И. Воейкова, например, относили существующие ледники к реликтам былых эпох, которые в условиях Сибири могли бы иметь альпийские черты развития. Так, первооткрыватели ледников Якутии их наличие в резко континентальном климате объясняли тем, что в прошлые эпохи, по их мнению, была иная циркуляция атмосферы – с поступлением в глубь материка на порядок больше влаги, чем сегодня [*Васьковский, 1963; Граве, 1964*]. Причем причины возникновения подобных ситуаций не объяснялись.

Факты накапливались. Глубокое охлаждение отдельных частей ледников и немалая его роль в их развитии была выявлена даже в таких южных, находящихся под отепляющим воздействием Атлантики горах, как Альпы и Кавказ. На их самых высоких вершинах уже много лет фиксировались круглогодично отрицательные температуры воздуха, и недавно эти данные были обобщены в работах [*Погорелов, 2002; Михаленко, 2007*]. Все это требовало внесения корректив в альпийскую концепцию, иначе исследователям приходилось абстрагироваться от не укладывающихся в их построения данных.

Например, в работе [*Grosswald, Hughes, 2002*] постулируется принимаемая априори, геологически быстрая (в рамках плейстоценовой ритмики "криохрон–термохрон") переброска атмосферной влаги в глубь Сибири и возврат ее в океан в количестве, на порядки большем, чем в современности. В противном случае трудно объяснить развитие в глубине Сибири по этой модели ледниковых щитов, которое требует огромного количества их исходного вещества. Невозможность подобных перебросок с позиций законов циркуляции атмосферы и отсутствие следов непосредственного воздействия на криолитозону ледников, геологическая деятельность которых обязана была нарушить сохранность криогенных образований, сформировавшихся до ледников, в данной модели просто не рассматривается.

Абстрагировался от не укладывающихся в его построения данных и В.Т. Балобаев [*2005*]. По его мнению, уходом таких теплоизоляторов, как ледниковые щиты, логично объяснить локально идущую аградацию ММП в Сибири. Но ледники меняют условия промерзания под ними по другой причине: по мере поднятия и опускания поверхности ледника последняя играет роль флуктуирующего уровня кровли ММП, от которого зависит и положение их основания. Коэффициент теплопроводности у льда в среднем 2,2 Вт/(м·К), у скальных пород близкий – 2–4 Вт/(м·К), поэтому даже с учетом неоднородности ледника его основное тело в условиях региона большей частью бесснежное [*Шейнкман, 2010, 2012*] и служит не теплоизолятором, а демпфером летнего тепла. Зимой при отрицательных температурах толща малоснежной языковой части ледника становится проводником холода и способствует охлаждению подстилающих ее пород. А летом поступающее к леднику тепло не может передаваться в глубь него, поскольку оно в основном тратится сначала на прогрев приповерхностных слоев льда до температуры 0 °С, а затем на их таяние, после чего талая вода вместе с сообщенной ей тепловой энергией, в том числе затраченной на фазовый переход лед–вода, уносится с ледника.

Ввиду того что в криохроны в Сибири господствовал резко континентальный климат, в определенной степени ограничивая развитие ледников, в роли теплоизолятора на арктическом побережье этого региона более реально развитие снежно-фирновых полей [*Большиянов, 2006; Шейнкман, 2008*], теплопроводность которых намного меньше, чем у монолитного льда. (Она оценивается коэффициентом теплопроводности, который у плотного снега составляет около 0,7 Вт/(м·К), снега средней плотности – примерно 0,2 Вт/(м·К), свежевыпавшего снега – 0,03 Вт/(м·К).) Такие поля, скорее всего, и подразумевал В.Т. Балобаев, когда писал, что "...на шельфе и соседних равнинах существовал неподвижный ледник, формировавшийся в процессе длительного накопления той части снега, которая не могла растаять за короткое лето" [*2005, с. 140*]. Тем более что от Ямала до Чукотки встречаются длительно существующие многоярусные повторно-жильные льды (ПЖЛ), относимые по крайней мере к позднему плейстоцену [*Васильчук, 2006*]. Их наличие – индикатор холодного резко континентального климата, а ненарушенность – показатель отсутствия воздействия на них ледниковых покровов.

Трансформация подходов к оледенению Сибири

Охват ледников криогенезом на земной поверхности, а не только их исходного вещества в атмосфере, придает им особые черты. Однако учет этих черт стал возможен лишь в последние десятилетия с появлением новых сведений и концепций. Многосторонний учет различных составляющих криогенеза (как совокупности всех порождаемых холодом процессов) в отношении ледников начали проводить недавно.

Рассматривать криогенез в емком значении "порождаемое холодом явление" и, соответственно, учитывать все его составляющие при анализе современного и древнего оледенения сегодня просто необходимо. В первую очередь это относится к Сибири, где в рамках выделенных КГС взаимодействие потоков вещества и энергии обеспечивает (как проявление криоразнообразия) не только сосуществование, но и тесную связь ледников и других, рассматриваемых в традиционном для мерзлотоведов аспекте, компонентов криолитозоны. Организация составляющих оледенение элементов, объединенных в геосистему, идет в этом случае по совершенно иному пути, и принципиально новое содержание приобретает его анализ. Ведь в итоге необходимо рассматривать не просто ледники, а сложно организованные системы из потоков холодного льда и других, тесно связанных с ними в приледниковой области, компонентов криолитозоны. Иначе будет потерян большой массив важной для анализа оледенения информации.

Специфика ледников Сибири заключается в том, что их тела глубоко охлаждены, но летом они подвергаются интенсивной абляции. Ведь наряду с долгой холодной и малоснежной зимой континентальный климат обусловливает теплое лето уже на широтах у полярного круга, а практически все ледники в Сибири расположены или около, или южнее этой параллели. Лето в этих районах короткое, но оно определяет активное таяние льда и зонально высокое положение границы питания на ледниках. (На отметках около 2000 м и выше граница питания лежит даже в северных отрогах Верхоянского хребта, находящихся за полярным кругом.) Причем в отличие от ледников, рассматриваемых по традиционной альпийской модели, в Сибири ледники поддерживаются реализацией накопленного ими холода на фирново-ледяное и ледяное питание, т. е. наложенным льдом. Здесь отмечено и некоторое количество небольших азональных, локально расположенных навеянных ледников, лежащих значительно ниже климатической снеговой линии. Такие ледники встречаются, например, в меридионально ориентированных хребтах Полярного Урала и Кузнецкого Алатау, перегораживающих пути основных, движимых западным переносом воздушных потоков. Ледниковые тела лежат здесь почти на 1 км ниже климатической снеговой линии [*Шейнкман, 2010, 2012*]. Их наличие, конечно, осложняет общую картину развития оледенения в Сибири, но принципиально ее не меняет и ни в коем случае не оправдывает использование напрямую альпийской модели, поскольку локальный фактор навеянного снежного питания ледников имеет сугубо местное значение.

Заметим, что вначале в пользу схем, рожденных на альпийской основе, трактовались данные и по Сибири, так как раньше других стали изучаться горы на юго-западе региона, где климат имеет некоторое сходство с альпийским. Исследователи в первую очередь изучали внешние черты оледенения и следов его деятельности, а они в случае морфологической однотипности схожи при любом физическом состоянии ледников. То, что обнаруженные в отдельных частях Сибири элементы альпинотипного климата – локальное явление, а в целом там превалирует холодный и достаточно сухой континентальный климат, выяснилось позднее [*Гаврилова, 1978, 1998; Борзенкова, 1992; Sheinkman, Barashkova, 1991; Sheinkman, 2011*].

Отдельно необходимо коснуться ледниковых щитов в прилегающей к Сибири западной Арктике. В ее пределах также господствует сухой и холодный климат. Но альпийская концепция позволила объяснить развитие этих щитов, делая акцент на низком (вблизи уровня моря) положении границы питания на них, в меньшей степени обращая

внимание на специфику развития таких ледников. Хотя господство над ними сухих и холодных обстановок – результат более сложного процесса, отражающего стадию автохтонного развития ледников, когда ввиду больших размеров и высокоширотного положения ледниковых щитов происходит выхолаживание воздуха над ними и затем глубокое охлаждение ледовой толщи. В любом случае высокоширотные ледники островной Арктики образуют особую геосистему. Ее развитие существенно отличается от геосистем, образованных повсеместно горными (и в прошлом, и в настоящем) ледниками Сибири, лежащими около и южнее полярного круга [*Шейнкман, 2008, 2010; Sheinkman, 2011; Sheinkman, Melnikov, 2011*] и будет рассмотрено в другой работе.

Не учитывалась специфика Сибири в отношении оледенения и при проведении палеогеографических реконструкций. К сожалению, порой и сегодня четвертичные альпийские схемы применяют к Сибири напрямую, несмотря на их явное несоответствие местному фактическому материалу, что было ясно показано В.И. Астаховым [*2006*]. Например, в работе [*Галанин, 2012*] сделана попытка конструирования в глубине Сибири инверсионной модели оледенения, согласно которой сартанский, самый холодный криохрон квартера считался бы временем редуцирования ледников, а максимальное наступление их должно было произойти в каргинский термохрон – предшественник сартанской эпохи. Авторами этот подход уже критиковался [*Мельников и др., 2013*]. Добавим только, что ледники Сибири контролируются в первую очередь летними температурами воздуха и чутко реагируют на усиление/ослабление похолодания [*Корейша, 1991; Шейнкман, 1993, 2008*]. Поэтому такие ледники отвечают резким сокращением размеров даже на небольшое увеличение летнего тепла (а в термохроны его приход увеличивается существенно) и, соответственно, заметным ростом своей массы в криохроны. Неправомерность указанных инверсионных моделей раскрывается с помощью следующих положений гляциологической составляющей криологической науки.

Расчет основных характеристик оледенения чаще всего проводится через главный контролирующий его фактор – абляцию. Последняя, как правило, вычисляется на основе методик В.Г. Ходакова [*1978*] и А.Н. Кренке [*1982*] (в оригинале – [*Кренке, Ходаков, 1966*]) как следствие положительного теплового баланса летних месяцев. Абляция на уровне границы питания ледников соотносится с аккумуляцией снежно-ледовой массы на этом уровне и рассчитывается посредством установления связи с летней температурой воздуха и использования эмпирической зависимости стаявшего ледового вещества от средней температуры за три самых теплых месяца (июнь–август).

Зависимости имеют региональный характер и строятся как аппроксимация в виде

$$A = k(T_л + c)^n,$$

где A – абляция, мм/год; $T_л$ – средняя температура воздуха над поверхностью ледника за три месяца теплого сезона года (июнь, июль, август), °С; k, c, n – эмпирически установленные для конкретных регионов коэффициенты.

В условиях Альп правомерно, что абляция соотносится с таянием снежно-фирновой толщи, накопившейся на уровне границы питания в холодный сезон года. Теплый сезон года в этом случае длится больше трех месяцев, и поскольку он продолжителен, приход тепла растянут во времени. При компенсации абляции главным образом большим количеством твердых осадков заметно нарушить баланс массы ледника способны только существенные флуктуации величины $T_л$.

Но в Сибири приходящее к леднику тепло в балансе его массы в значительной мере соотносится с изменениями внутренней энергии ледникового вещества. Во-первых, у границы питания тает не только толща ранее накопившегося снега, но и порции льда из талой воды, постоянно в течение всего лета намерзающей как непосредственно на кровле выхоложенного льда, так и в промоченных ею слоях фирна поверх холодного (существенно ниже 0 °С) льда. Режеляционный процесс ниже слоя текущего накопления характеризует внутреннее питание ледников, а определение этого процесса и методы его расчета полвека назад были предложены известным российским гляциологом и мерзлотоведом П.А. Шумским [*1964а*]. Во-вторых, летнее тепло на сибирских ледниках идет на таяние не преимущественно теплого (температурой около 0 °С), а глубоко охлажденного льда, толща которого должна сначала нагреться до нулевой температуры. Тогда главным становится переход энергии у вещества ледника из одного вида в другой, причем оборот этого вещества происходит очень медленно. В условиях континентального климата теплый сезон года сжат, и во время короткого лета по веществу ледника фактически производится тепловой удар. В такой ситуации даже на малейшие изменения летней температуры воздуха ледники отвечают весьма существенными вариациями массы льда.

На теплых ледниках у основания сезонной толщи снега тоже образуется слой инфильтрационно-конжеляционного льда, но повторное льдообразование там ограничено только этим процессом, – он обеспечивает перехват 10–20 % талой воды, а на холодных ледниках доля перехвата достигает 50 % и нередко превышает эту цифру [*Бажев, 1973*]. Причем существенную добавку в питание ледников Сибири дает, как было отмечено выше, и собственно конжеляционный процесс,

проявляющийся как непосредственное намерзание талой воды на холодной ледяной подложке с образованием натечного повторно-конжеляционного льда [*Sheinkman, 2011*]. Именно поэтому расход поступающей к леднику тепловой энергии должен сопоставляться с затратами не только на снеготаяние, но и на нагревание до 0 °С верхних слоев ледника и таяние льда, образованного за счет повторно намерзающей влаги. В противном случае рассчитываемые показатели оледенения сильно искажаются [*Корейша, 1991; Шейнкман, 1993, 2008; Вилесов, 2013*].

Необходимо осознать, что ситуации с высокой снежностью не были свойственны Сибири в течение всего квартера. Из-за ее удаленности от отепленных частей Тихого и Атлантического океанов доступ приносящего сюда влагу воздуха с запада был затруднен в течение всего квартера, а воздействие муссонов ощутимо в основном за пределами Сибири. Муссоны с Тихого океана под влиянием западного переноса воздуха меняют направление и переориентируются на восток, а со стороны Индийского океана их блокирует барьер высокогорного сооружения Каракорум–Гиндукуш–Гималаи (рис. 2).

Эта ситуация отражена на различных климатических картах, в том числе на карте известного российского климатолога Б.П. Алисова [*1964*], которая стала и остается до сих пор основой для многих исследований. Выделить в однородных условиях континентального климата Сибири четкие климатические реперы сложно, и Б.П. Алисов отнес бассейн р. Анадырь к Тихоокеанской климатической области, западнее, до Енисея, выделил климатически однородную Сибирскую и далее – Атлантическую климатическую область. Это наиболее приемлемая основа. Попытки провести границы точнее, например, четко показав зоны влияния Атлантики и Пацифики и, соответственно, выделив атлантическую и тихоокеанскую гляциологические провинции, приводят лишь к тому, что раздел между ними проходит то к востоку от Верхояно-Колымской страны [*Тушинский, Малиновская, 1973*], то сечет ее на юге [*Атлас..., 1997*]. Даже если циклоны со стороны Тихого океана порой проникают в глубь Сибири, приходят они туда уже в значительной степени окклюдированными и, отворачивая под воздействием западного переноса воздушных масс, фактически становятся включенными в западный воздушный поток.

Во время четвертичных криохронов континентальность климата в регионе вообще становилась экстремальной ввиду перехвата осадков, перемещающихся в глубь материка, ледниковыми покровами, формировавшимися в квартере на западе Евразии, и замерзания омывающих Сибирь с севера морей. Поэтому можно говорить о разном проявлении господствующей здесь криоаридизации – охлаждении территории при усилении климатической континентальности (см. рис. 2). Сегодня она выражена пространственно – при продвижении с запада на восток, а в прошлом проявлялась и во времени – при переходе от термохронов к криохронам [*Sheinkman, 2011; Sheinkman, Melnikov, 2011*].

Если сухие и холодные условия над ледниковыми щитами на западе Арктики – результат включившегося в прошлом автохтонного механизма оледенения, а на находящемся под активным влиянием Атлантики западе Евразии обстановка

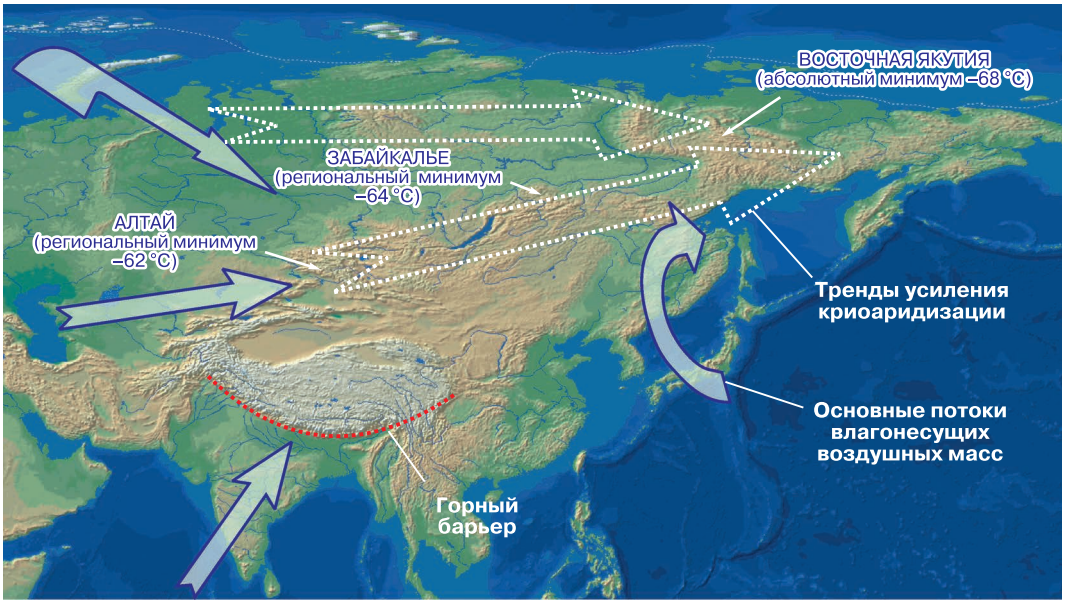

Рис. 2. Факторы, определяющие специфику развития КГС в Сибири.

развитой криоаридизации характерна только для пика криохронов [*Величко, 1981*], то в Восточной Арктике и в глубине Сибири такая обстановка всегда была господствующей. Здесь термохроны и криохроны квартера на общем фоне развитой криоаридизации различались лишь в формате "более и менее холодно" и "более и менее сухо".

В настоящее время циркуляционные процессы в атмосфере хорошо изучены. Их интенсивность намного выше в термохроны, чем в криохроны; в термохроны океан, получая больше солнечной энергии, испаряет больше влаги, а ледовые циркумполярные центры обеспечивают активную циркуляцию и в нем, и в атмосфере [*Борзенкова, 1992; Величко и др., 1995; Шейнкман, 2008; Sheinkman, Barashkova, 1991*]. По крайней мере эта ситуация была характерна для квартера, в котором циркумполярные ледовые центры существовали всегда, в отличие от предыдущего периода с присущим ему климатом "безледной Земли" [*Величко и др., 1995*].

Более высокая увлажненность в термохроны сопровождается удлинением лета и повышением летних температур – главных регуляторов оледенения в Сибири. Поэтому и нереальны в принципе указанные выше (например, [*Галанин, 2012*]) инверсионные модели. Классическим подтверждением является оледенение современной Камчатки, где в отдельных горных массивах выпадает атмосферных осадков 3000–4000 мм/год, но ледники, получая в 3–4 раза больше питания, чем в Сибири, не отличаются большими размерами и, как правило, не превышают в длину 10 км. В частности, на известном, хорошо изученном леднике Корыто на Кроноцком полуострове абляция/аккумуляция на границе питания составляет очень большую для региона величину – около 300 г/см^2, при этом длина ледника составляет менее 8 км [*Каталог..., 1966–1981; Атлас..., 1997*]. Причина такого состояния ледников проста – разрастаться им не позволяют условия текущего, типичного для квартера термохрона.

Таким образом, подходы к оледенению сегодня, безусловно, претерпели существенные изменения. Тем не менее надо отметить, что ряд ученых продолжает рассматривать оледенение Сибири с позиций альпийской модели, по-прежнему считая, что обстановка криоаридизации всегда неблагоприятна для развития ледников, и предлагая поэтому поиск нереальных для Сибири ситуаций, обеспечивающих иной, гипотетический инверсионный ход оледенения от прошлого к настоящему. За несколько десятилетий, прошедших после МГГ, некорректность подобных подходов подтверждена огромным массивом данных, полученных непосредственно на сибирских ледниках. Но, к сожалению, не все исследователи в состоянии преодолеть инерцию, и некоторые озвучивают отмеченные подходы и в недавних публикациях (см., например, [*Гросвальд, 2009; Галанин, 2012*]).

Поэтому авторы считают необходимым еще раз подчеркнуть, что трансформация подходов к оледенению Сибири – не просто закономерный процесс, и отношение к данной проблеме отнюдь не безобидно. Сегодня требуется ясность в отношении климатических трендов, моделируемых на основе хода оледенения, и недоучет его специфики, обусловленной формированием ледников на фоне широкого распространения ММП и в условиях развитой в течение всего квартера криоаридизации, ведет к неоднозначности прогнозов. В Сибири эта специфика состоит в том, что взаимодействие одних и тех же потоков вещества и энергии порождает как проявление криоразнообразия *сосуществование и взаимодействие ледников и иных льдов криолитозоны в качестве взаимодополняющих элементов особой геосистемы*. Такой геосистемой, в рамках которой удобно и целесообразно анализировать и изучать все элементы криоразнообразия, является выделяемая авторами *криолитогенно-гляциальная геосистема*. Продемонстрируем это утверждение.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И ОРГАНИЗАЦИИ КРИОЛИТОГЕННО-ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Развитие ледников в любом случае требует определенного количества твердых атмосферных осадков, которые необходимы для начала льдообразования по осадочно-метаморфическому типу, и определяется степенью проникновения соответствующей территории в хионосферу. Причем независимо от своих физических свойств все ледники проходят одни и те же стадии морфологического развития от ледника эмбрионального до крупного долинного, а при благоприятных условиях – ледникового щита. А когда ледники морфологически однотипны, внешнее сходство есть и у них, и у основных следов проводимой ими геологической работы.

Например, если подняться выше пояса растительности и посмотреть на ледник Софийский, расположенный в Центральном Алтае на склонах гор высотой около 4000 м (рис. 3, *А*), и на ледник Джанкуат в Центральном Кавказе, расположенный на близких по высоте склонах (рис. 3, *Б*), они будут похожи. Но за внешним сходством скрыты и различия, заключающиеся в принципиально разном использовании фоновых ресурсов и иной структуре олицетворяющих оледенение ледовых комплексов. Главное различие этих ледников в том, что специфика формируемого в Сибири ледника обусловлена его нахождением в области криолитозоны, с другими компонентами которой он непрерывно взаимодействует. Напомним, что ледники в Сибири, с одной стороны, являются результатом переноса холода из атмосферы их исходным

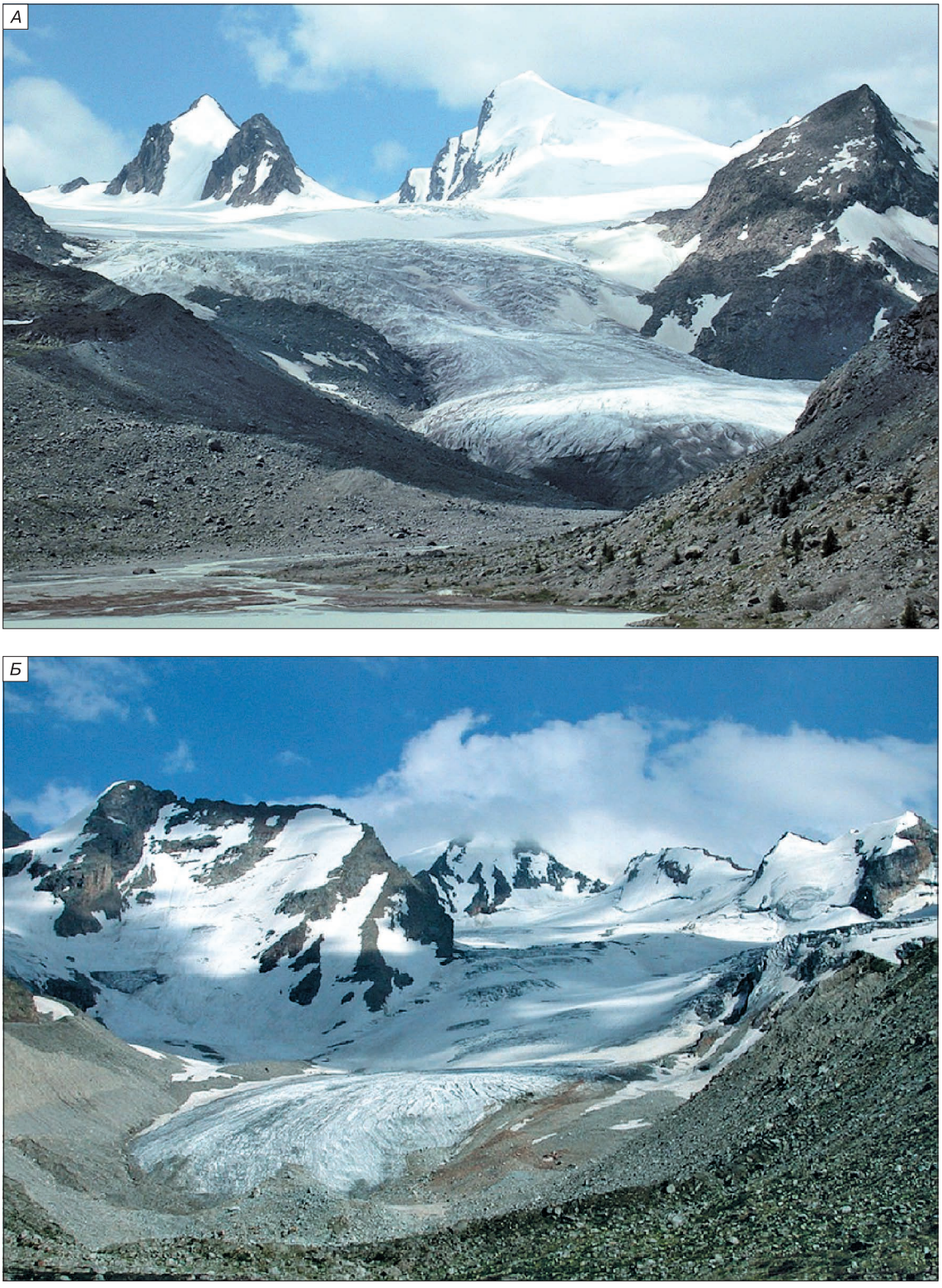

Рис. 3. Ледник Софийский в горах Центрального Алтая (*А*) и ледник Джанкуат в горах Центрального Кавказа (*Б*).

А – фото В.С. Шейнкмана; *Б* – фото из архива кафедры криолитологии и гляциологии МГУ.

веществом – снегом, а с другой – представляют собой особый компонент криолитозоны.

Иными словами, в Сибири оледенение воплощено в образованиях из исходно мономинеральных пород снежного ряда, охватываемых на месте расположения процессами криолитогенеза и становящихся элементом единой КГС, которая будет обладать определенной спецификой и по своей структуре, и по использованию фоновых ресурсов. Разобраться в этом помогают системные представления о криологии Земли, раскрывающие различные стороны оледенения как проявления криоразнообразия (рис. 4), в том числе использующие понятие *криолитогенно-гляциальная геосистема*.

Так или иначе, рассматривать как объект ледники, пусть и в области криолитозоны, у мерзлотоведов пока не принято. Практически не анализируется связь ледников с компонентами криолитозоны и у гляциологов. Но поскольку в нашем случае предмет изучения оказывается на стыке двух наук, авторы еще раз подчеркивают: всесторонний учет объединяющего все льды компонента – холода – в подобной ситуации имеет принципиальное значение, ведь холод помимо сокращения абляции определяет еще ряд явлений. Главным становится то, что на ледниках, которые в данном случае выделены как доминирующий компонент криолитозоны, проявление криолитогенеза закономерно. С одной стороны, это обусловливает перехват непосредственно на леднике части талого стока продуктом криолитогенеза – наложенным льдом. С другой стороны, в приледниковой зоне фиксируется тесная связь между ледниками и иными мерзлотными объектами, осуществляемая при тепло- и массообмене между ними и в ходе геологической работы, проводимой всеми льдами совместно или поочередно.

Следовательно, выделяя КГС, авторы предлагают, сохранив привычные ассоциации, не только поставить во главу угла развитие льда в виде геологических тел, но и показать единый механизм порождаемых холодом явлений, т. е. наполнить понятие “оледенение” новым содержанием и перейти к анализу его как системы различных взаимодействующих льдов ледниковой и приледниковой зон. Наряду с представлением оледенения в традиционном его понимании, в данном случае ясно прослеживается участие и других компонентов криолитозоны, из которых немалую роль в функционировании КГС играют наледи и определенные подземные льды (тем более что наледи – другая форма площадного покрытия земной поверхности многолетним льдом). В совокупности с подземными льдами, формирующимися в приледниковой зоне, наледи нередко оказываются сопоставимы с ледниками не только по объему включенного в них льда, но и по проводимой ими (совместно или поочередно) геологической работе. В то же время осуществляться эта работа может разными способами и с привлечением разных ресурсов [*Шейнкман, 2008; Sheinkman, 2011*].

Рис. 4. Принцип формирования КГС.

Выделенные КГС могут быть сгруппированы по своим типовым признакам. Для иерархического ранжирования геосистем по уровню организации обычно применяется градация с учетом территориального охвата ими определенных ареалов и приуроченности к конкретным элементам рельефа. Как правило, выделяются геосистемы с элементарным, локальным, региональным и глобальным уровнями организации. На элементарном уровне определяются геосистемы с наиболее простым строением, отражающие суть изучаемого явления, когда начинают проявляться основные функции системы. В нашем случае они объединяют простого строения ледники и связанные с ними льды в приледниковой зоне. Если в процессе роста, оставаясь генетически теми же образованиями, объединенные в систему ледовые тела повысят уровень организации, в роли ее элементов выступят отдельные части сложных ледников, связанных с ними наледей и иных льдов.

Большая часть КГС в Сибири имеет локальный уровень организации, но удобно выделить и подуровни, используя критерий соподчиненности рельефа и ледовых образований. Если ледовые тела подчинены рельефу, выделяется нижний, долинный уровень организации КГС. Он характерен для Сибири, здесь все ледники в прошлом были горными и остаются таковыми [*Шейнкман, 2008; Sheinkman, 2011; Sheinkman, Melnikov, 2011*]. Даже если приуроченные к ледникам иные льды мерзлотного происхождения становились соизмеримыми с ними по объему вещества и проводимой геологической работы, вместе они даже в криохроны плейстоцена не выходили за рамки горно-долинной системы.

Когда же рельеф подчинен ледникам и связанным с ними льдам, выделяется ледово-покровный уровень организации КГС. Но он характерен только для ряда островов западного сектора Арктики, покрытых ледниковыми щитами.

Классифицировать рассматриваемые КГС по физическим показателям можно, приняв за основу температурный режим ледовых образований. Это в разных вариантах успешно используется в классификациях мерзлых толщ и ледников, и в случае КГС нужны лишь определенные уточнения.

Ледники обычно классифицируются по тепловому состоянию и привязке к климату. В широко используемой классификации [*Ahlmann, 1948*] их делят на: 1) теплые ледники умеренных широт – на немерзлом ложе и в изотермическом (при 0 °С) состоянии; 2) политермические субполярные ледники – на немерзлом ложе, но существенно охлажденные у поверхности; 3) холодные полярные ледники с температурой и льда, и ложа ниже 0 °С. Соответственно проводится привязка ледников к умеренному, субполярному и полярному климату. Есть и более сложные классификации – с отражением степени влияния океана и др.

В нашем случае целесообразно оставить во главе угла температурный режим – интегрированную характеристику всех ледовых образований, входящих в состав КГС [*Шейнкман, 2010, 2012*; *Sheinkman, 2011; Sheinkman, Melnikov, 2011*]. Тем более что сибирские ледники и в умеренных широтах по всей толще охлаждены существенно ниже 0 °С, а некоторые ледники в Западной Арктике являются политермическими. Итак, будем оперировать таксонами в формате “теплый–холодный”, но придадим им новый смысл. Индикаторами таксонов будет служить мера охлаждения ледников, появление в их пределах и вокруг них определенных образований, демонстрирующих различную степень промерзания горных пород, а также зональность льдообразования по П.А. Шумскому [*1955*].

В предыдущих публикациях [*Шейнкман, 2010, 2012*; *Sheinkman, 2011; Sheinkman, Melnikov, 2011*] уже были рассмотрены возможные схемы соотношения ледников и криолитозоны с соответствующим выделением КГС в формате “теплый–холодный”. Работа по классифицированию КГС в настоящее время продолжается, и ее результаты будут освещены позднее. Ниже изложены принципы формирования геосистем для основных, крайних членов ряда КГС в этом формате, а промежуточные варианты с анализом переходных ситуаций и выделением соответствующих им КГС будут рассмотрены в последующих работах.

ТЕПЛЫЕ ЛЕДНИКИ КАК ЭЛЕМЕНТ АЛЬПИЙСКОЙ МОДЕЛИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

В относительно мягких и влажных климатических условиях европейских Альп, где произошло становление науки о ледниках, главным фактором формирования ледовых тел, который позволяет им существовать в формате геологического времени, является обильное поступление и высокая оборачиваемость их вещества. При формировании ледников в этом случае учитываются следующие моменты: прежде всего активное испарение исходной влаги с поверхности океана, перенос ее в большом количестве на континент воздушными потоками, проходящими над ним относительно небольшое расстояние, и далее (при движении в атмосфере) охлаждение этой влаги и ее переход в твердую фазу; затем выпадение твердых осадков на земную поверхность, накапливание снежной толщи, консервация влаги в твердом виде в ледовых телах осадочно-метаморфического происхождения (как правило, вне области ММП) и их таяние (рис. 5, *а*).

В такой геосистеме влага претерпевает все превращения из одного вида в другой относительно быстро. Так же быстро она возвращается в океан с

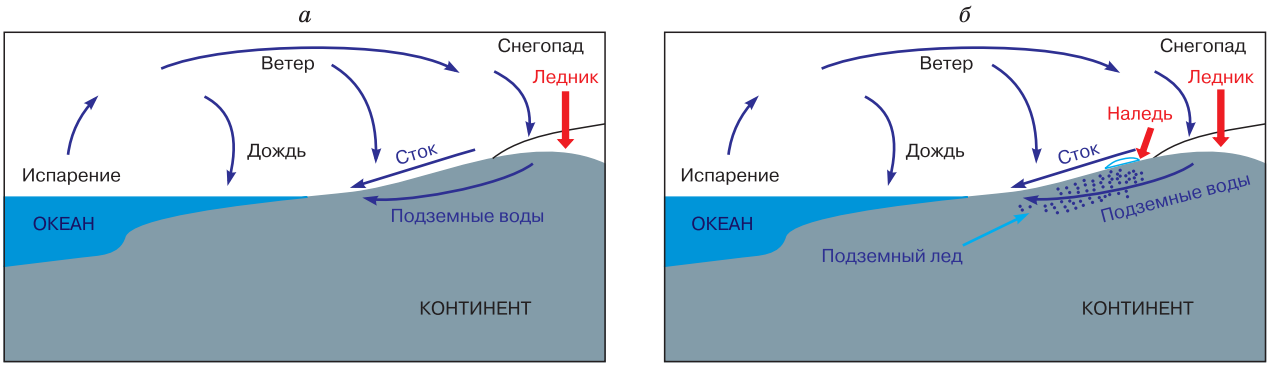

Рис. 5. Альпийская модель оледенения (*а*), сибирская модель оледенения (*б*) и кругооборот вещества по этим моделям.

талым (наземным и подземным) стоком. Оледенение олицетворяет в этом случае только ту часть влаги, которая, выпав в твердой фазе, на какое-то время задерживается в теле снежников и ледников, образовавшихся в результате проникновения возвышенной части суши в хионосферу. Подчеркнем, что быстро идущий осадочно-метаморфический процесс, протекающий преимущественно в теплой фирновой зоне, при льдообразовании является основным. Причем следует иметь в виду, что у льда очень велика удельная теплота плавления – 334 кДж/кг (больше она лишь у некоторых металлов), и когда поток льда даже с нулевой температурой спускается с более высоких отметок (где холоднее) вниз (где теплее), растопить его оказывается непросто. Для этого требуется много тепла. Следовательно, основные затраты тепла, приходящего к ледовому телу, идут на преодоление порога таяния льда, обусловленного высокими значениями удельной теплоты плавления.

В данном случае лед тает не только летом сверху, за счет большого количества приходящей к поверхности ледника солнечной энергии, но и круглый год снизу, где к его ложу будет постоянно подводиться внутриземное тепло. И поскольку таяние в такой ситуации компенсируется активным поступлением в зону абляции новых порций ледовой массы, при некотором балансе прихода/расхода льда ледовое тело может существовать достаточно долго даже в масштабе геологического времени.

На похолодание климата ледники в альпийской модели оледенения будут реагировать резким сокращением абляции. Фирновая линия благодаря сохраняющемуся первое время обильному снегонакоплению будет опускаться достаточно быстро, вызывая тем самым быстрый рост ледников. Так будет продолжаться до тех пор, пока эта холодная и пока еще влажная фаза оледенения не сменится холодной и сухой фазой [*Величко, 1981*], поскольку испарение с океана и поступление осадков на континент будут по мере похолодания уменьшаться. Длительное время снежно-ледовая толща не будет позволять промерзать ее ложу, и в такой ситуации формирование ММП (как следствие похолодания климата) вначале будет приурочено к наиболее охлажденной области – приледниковой зоне и самой высокой предвершинной части горного обрамления. Лишь когда холодная и сухая фаза проявится в полную силу, ледники смогут быть целиком охвачены криогенезом и ММП станут формироваться и под ними.

За счет хорошего питания в изначально влажной фазе оледенения такие ледники в период плейстоценовых похолоданий климата могли успеть достичь больших размеров. Из стадии горных ледников они могли перейти в стадию ледникового щита, когда льдом покрылась огромная территория и под ним оказалась погребена значительная часть горных сооружений.

Исключение составляют ледники Камчатки. Многие горные сооружения полуострова сегодня находятся под воздействием обильного муссонного увлажнения, и на ледниках, сформированных на их склонах, нередко превалирует несвойственная Сибири теплая фирновая зона льдообразования. Однако в криохроны плейстоцена окружающие Камчатку моря (в первую очередь замкнутое и достаточно холодное Охотское море) быстро замерзали, активная муссонная деятельность затухала, демпфируя обособленность полуострова, и он фактически превращался в часть глубоко охлажденной территории на севере Евразийского материка. Поэтому в криохроны плейстоцена ледники Камчатки мало отличались от ледников Сибири [*Брайцева, 1986; Шейнкман, 2008*].

ХОЛОДНЫЕ ЛЕДНИКИ КАК ЭЛЕМЕНТ СИБИРСКОЙ МОДЕЛИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

В Сибири формируются КГС, которые используют питающие их потоки вещества и энергии

иным, более сложным образом, чем в альпийской модели. Они объединяют не только ледники и снежники, но и тесно связанные с ними льды мерзлотного (в традиционном понимании) происхождения, также образующие многолетние ледовые тела. В результате в такой системе принципиально меняется круговорот вещества (см. рис. 5, *б*).

Влага в данном случае консервируется не только ледниками, она в значительной степени задерживается и льдами собственно мерзлотного происхождения. Причем после испарения с океана влага, чтобы достичь Сибири, преодолевает большие расстояния и изрядно расходуется по пути. Тем не менее оставшегося ее количества (хотя в большинстве случаев оно невелико) может быть достаточно, чтобы порождать ледники, вопреки тому, что они изначально формируются в условиях континентального климата с присущим ему в средних и приполярных широтах активным летним таянием. Причина в том, что в данной ситуации начинает активно работать холод, который передается ледовому веществу не только изначально в атмосфере, а затем недолгое время на земной поверхности зимой, как в альпийской модели, но и круглый год в месте расположения ледников, находящихся среди мерзлых толщ.

Когда область питания ледников находится в холодной фирновой, фирново-ледяной и ледяной зонах льдообразования (по [*Шумский, 1955*]), именно холод, а не обильное снегонакопление, способствует (нивелируя абляцию) функционированию ледников при небольшом количестве твердых атмосферных осадков. Ведь используются они в основном для питания ледников посредством наложенного льда (рис. 6; см. рисунок на обложке).

Криолитозона существовала в Сибири задолго до возникновения ледников [*Гаврилова, 1978; Основы..., 1998*], ММП на этой территории являются фоновым фактором и глобальные похолодания в первую очередь вызывали усиление промерзания земной коры и только при достижении горами большой высоты (достаточной для проникновения в хионосферу) способствовали развитию ледников. Криоаридизация во время похолоданий климата в плейстоцене резко усиливалась, поскольку формирующиеся тогда на северо-западе Евразии ледниковые покровы перехватывали большую часть направляемой в глубь материка атмосферной влаги.

Иными словами, в горах Сибири формирование ледников всегда накладывалось на развитие

Рис. 6. Ледяное питание на леднике Азаровой в хр. Кодар (Забайкалье). Август 2012 г. Фото В.С. Шейнкмана.

существующей криолитозоны, и затем они сами охватывались криогенезом, становясь полностью или, вначале, частично особым компонентом криолитозоны. Еще раз подчеркнем, что оледенение в данном случае не ограничено рамками хионосферы. Его "холодный" компонент, определяемый промерзанием горных пород, по сравнению со схемами, опирающимися на традиционную альпийскую модель, меняет механизм оледенения. Эти перемены следует рассматривать как в генетическом плане (с позиций льдообразования, которое включает не только преобразование снежной массы), так и структурно (в плане участия в нем помимо ледников взаимодействующих с ними иных льдов мерзлотного происхождения).

Принципиально и то, что в отличие от геосистем с теплыми ледниками потоки льда, включенные в горах Сибири в состав КГС, во время плейстоценовых похолоданий росли медленно. Находясь изначально в условиях хорошо выраженной криоаридизации, вместо смены влажной холодной фазы сухой холодной фазой [*Величко, 1981*], как в альпийской модели оледенения, эти ледники фактически переходили из *менее сухой и холодной* фазы оледенения в *более сухую и холодную* фазу. Летняя абляция в условиях континентального климата оставалась высокой, и только общий период ее сокращения, как результат похолодания, вызывал постепенное снижение границы питания и рост ледников. Так как эпохи плейстоценовых похолоданий климата были в рамках ритмики "криохрон–термохрон" геологически короткими, холодные ледники в составе КГС успевали достичь лишь стадии развития крупного долинного ледника.

В целом в Сибири во время глобальных похолоданий климата аккумулировались, как и на западе Евразии, большие объемы льда. Но значительная их часть была обусловлена глубоким промерзанием горных пород и заключена не только (а точнее, не столько) в теле ледников: в большей мере она консервировалась льдами криолитозоны.

АНАЛИЗ ОЛЕДЕНЕНИЯ СИБИРИ КАК ЭЛЕМЕНТА КРИОРАЗНООБРАЗИЯ И РАЗВИТИЕ КРИОЛИТОГЕННО-ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ГЕОСИСТЕМ

Сегодня КГС с холодными ледниками фиксируются в горах Сибири повсеместно, хотя и имеют некоторые различия по районам. Вопросы классификации КГС требуют, как отмечено выше, отдельного рассмотрения и будут освещены в другой работе, тем не менее, выполнив анализ оледенения Сибири как элемента криоразнообразия, приведем основные ситуации процесса формирования КГС.

Имеется два основных случая, четко демонстрирующих, с одной стороны, специфику оледенения Сибири, а с другой – его отличия в разных районах. Их анализ помогает избежать главных ошибок, которые исследователи делают, если абстрагируются от фона, на котором формируются все сибирские ледники, – фона, обусловленного развитием ММП.

В первом случае промерзание горных пород в приледниковой зоне характеризуется условиями до порога повторно-жильного льдообразования и обстановками островной криолитозоны с сезонными наледями. Внешние черты ледников, входящих в КГС, в данной ситуации не всегда резко отличаются от альпийских, поэтому порой появляются публикации о наличии теплых ледников и в Сибири.

Надежным индикатором формирования ММП вокруг ледников являются в этом случае приледниковые наледи, но хотя наледные массивы могут достигать больших размеров, они уже в начале лета быстро тают под воздействием интенсивной инсоляции, и надо обладать определенными навыками, чтобы установить следы их развития. В частности, в 1990-х гг. после публикаций о приледниковых наледях Алтая [*Шейнкман, 1986, 1991*] автору пришлось участвовать в острых дискуссиях, доказывая большое значение и закономерность формирования этих мерзлотных образований, которые были зафиксированы им в процессе специально проведенных в холодный сезон исследований, – настолько непривычно было тогда для ученых, изучающих ледники, судить о них по состоянию криолитозоны в приледниковой области. Даже если приледниковые наледи подвергаются летом активной абляции, характерные следы их деятельности в виде наледных полян остаются четко выраженными в рельефе и свидетельствуют, что на данном участке формируется водоносный, питаемый талым ледниковым стоком талик, окаймленный мерзлыми толщами [*Шейнкман, 1993*].

К ареалу развития подобных КГС относится высокогорье Алтая и Западного Саяна. Сюда же можно отнести северные отроги Урала, горы Быранга, плато Путорана и Кузнецкий Алатау, с существующими за счет навеянного снежного питания азональными ледниками, которые находятся в области ММП, но лежат намного ниже климатической снеговой границы. Тепловое поле у них своеобразно: в силу отепляющей роли навеянного снега ледники могут иметь в фирновой зоне нулевую температуру и способны несколько отеплять подстилающие породы. Однако в области ледникового языка определяющим фактором становится глубокое охлаждение тела ледника и пород вокруг него, и ввиду этого в его толще фиксируется отрицательная температура или по меньшей мере ледники становятся политермическими [*Каталог..., 1966–1981; Атлас..., 1997*].

Другая ситуация складывается в тех районах, где криолитогенез проявляется в полную силу и к холодным ледникам в приледниковой зоне примыкают сплошные низкотемпературные мерзлые толщи. Критерием выявления таких обстановок служит наличие/отсутствие в приледниковой зоне (как вблизи ледников, так и на некотором удалении от них) различных индикаторов глубокого промерзания горных пород – ПЖЛ, крупных многолетних наледей и др. Ареал развития подобных КГС в настоящее время охватывает горы Прибайкалья, начиная с Восточного Саяна, где появляются первые ПЖЛ, далее горы Забайкалья и всей Северо-Восточной Сибири.

В целом большинство центров современного оледенения Сибири расположено внутри ареала ПЖЛ – самого информативного индикатора низкотемпературных мерзлых толщ. За пределами этого ареала находятся только Алтай и Приполярный Урал (рис. 7), где к ледникам примыкают не только сплошные, но и островные ММП.

Естественно, в условиях еще большего промерзания горных пород ледники существовали в криохроны плейстоцена. Об этом свидетельству-

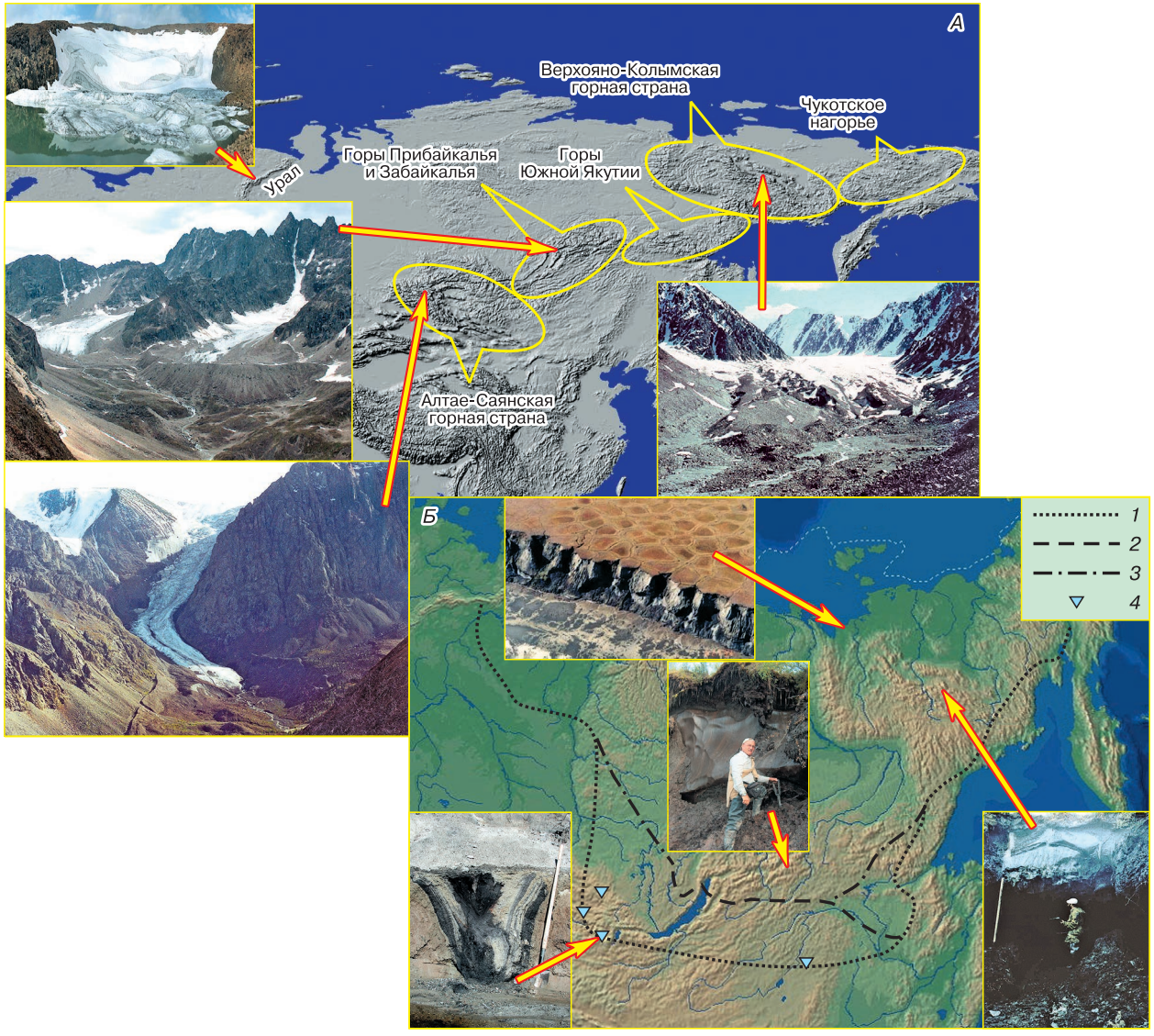

Рис. 7. Современные центры оледенения (*А*) в сопоставлении с ареалом распространения повторно-жильных льдов в горах Сибири (*Б*).

Б: южная граница распространения ПЖЛ: *1* – по Ю.К. Васильчуку [*2006*]; *2* – по М.М. Корейше [*Атлас..., 1997, карта № 220*]; *3* – по Б.И. Втюрину [*1975*]. *4* – самые южные находки ПЖЛ. Фото ПЖЛ на Приморской низменности (вставка *Б)* из архива кафедры криолитологии и гляциологии МГУ; остальные фотографии В.С. Шейнкмана.

ют палеокриогенные текстуры, которые даже в южно-сибирских горных сооружениях фиксируются уже в дочетвертичных отложениях, тогда как следы ледников появляются преимущественно в осадках второй половины плейстоцена [*Основы..., 1998; Шейнкман, 2002; Алексеева, 2005; Sheinkman, 2011; Sheinkman, Melnikov, 2011*]. Иными словами, формирование сибирских ледников в период их развития в квартере не могло не накладываться на формирование криолитозоны. В подтверждение этому (поскольку мнения о развитии оледенения по теплому, альпийскому типу в Сибири и сегодня имеют место) приведем обзор данных об охлаждении ледников и состоянии криолитозоны вокруг них.

На Алтае среднегорье – типичная область островных ММП. Однако из-за неполноты информации раньше трудно было судить о том, насколько высоко она распространяется в горы. Кроме того, как выяснилось впоследствии, по этому району были опубликованы искаженные данные по термометрии ледников. Например, в работе [*Михаленко, 2007*] упомянуто о нахождении области питания ледников Алтая в теплой фирновой зоне, а в [*Никитин и др., 1986*] сказано об охлаждении ряда ледников только сверху, что на фоне широкого развития криолитогенеза и низких среднегодовых температур воздуха (даже в среднегорье −3...−6 °С) выглядит неестественно. Причина в том, что в указанных работах приведены данные, полученные летом и по скважинам, залитым талой водой (см. [*Шейнкман, 2008, 2010*]), что кардинально искажает получаемую по ним информацию, так как у талых ледниковых вод температура не может быть ниже 0 °С.

Сегодня установлено, что в Центральном и Восточном Алтае стык островной и сплошной криолитозоны лежит несколько ниже 2000 м, а в Западном Алтае – несколько выше этого уровня. Но в любом случае ледники лежат выше этого стыка. По общим оценкам, мощность криолитозоны в данном районе составляет 300–400 м, тогда как толщина ледников не превышает 200 м [*Каталог..., 1966–1981; Шац, 1978; Шейнкман, 1986, 1991, 2010; Горные страны..., 1989; Атлас..., 1997; Михайлов и др., 2006; Горбунов, Северский, 2007; Sheinkman, 2011*]. То есть даже в обстановке текущего, типичного для квартера термохрона мощность криолитозоны существенно превышает толщину ледников.

В областях питания ледников Западного Алтая температура льда (здесь и далее – на подошве слоя годовых колебаний) опускается до −16 °С, а вблизи ложа – до −14 °С [*Aizen et al., 2006*]. Данных по языковой части этих ледников нет, но при таких низких температурах они, имея толщину около 200 м и спускаясь до высоты 2000 м, должны быть охлаждены целиком, о чем говорят и криоиндикаторы приледниковой зоны. Сток из-под этих ледников прекращается к ноябрю и частично консервируется в приледниковых наледях [*Шейнкман, 1986, 1991; Sheinkman, 2011*]. Это возможно, только если ледник лежит на мерзлом ложе и лишь под его концом формируется небольшой гидрогенный талик как результат воздействия талых вод, достигающих ледникового ложа по ледниковым трещинам и гротам.

В Центральном Алтае в 15-метровых скважинах на выходе из питающего кара и в нижней части спускающегося до высоты 2200 м ледника Малый Актру (толщиной около 100 м) зафиксирована температура льда около −9 и −4 °С соответственно. На языке соседнего, менее заснеженного ледника Водопадный (толщиной около 60 м, спускающегося до 3000 м) температура еще ниже – около −15 °С. Судя по характеру температурных кривых [*Никитин и др., 1986; Нарожный, 1993*], на ложе этих ледников температура также будет весьма низкой. В их краевой части формируются небольшой мощности гидрогенные талики, сток из которых иссякает к ноябрю, но в значительной мере сохраняется в форме приледниковых наледей [*Шейнкман, 1986, 1991; Sheinkman, 2011*]. Добавим, что для склонов долины ниже ледника Софийского в работе [*Михайлов и др., 2006*] приведен график хода температур, отражающий охлаждение горных пород до −3...−4 °С. В статье [*Fukui et al., 2007*] отмечены полигоны с ПЖЛ, но о собственно находках ледяных жил не упоминается. Здесь породы не охлаждены до пороговых для формирования ПЖЛ температур (в грубодисперсных отложениях они должны быть значительно более низкими [*Романовский, 1977*]), но о глубоком промерзании горных пород эти данные говорят убедительно.

По геотермии ледников Восточного Алтая сведений нет. Но быстрое прекращение стока из-под них в начале холодного сезона, хорошо выраженные наледи и другие криогенные явления в приледниковой зоне свидетельствуют о большем промерзании горных пород, чем в Центральном Алтае [*Шейнкман, 1991, 1993*]. Далее на восток и северо-восток промерзание горных пород увеличивается, и уже в Прибайкалье сплошные ММП окружают ледники и превалируют не только в высокогорье, но и в средне- и низкогорье. Характерной чертой становится здесь появление ПЖЛ, впервые отмеченных в Восточном Саяне (см. рис. 7), хотя в прибрежной зоне Байкала (за счет его влияния) наблюдается примерно 500-метровый вертикальный пояс более отепленных пород [*Шейнкман и др., 2011*]. В Забайкалье ледники охлаждены до −7 °С, в Якутии – до −8...−10 °С [*Корейша, 1963; Каталог..., 1966–1981; Некрасов, 1976; Шейнкман, 1987, 2008; Атлас..., 1997*]. Их охлаждение не экстремально, но кривые температур-

ной зависимости от мощности льда крутые, с малыми градиентами и отражают глубокое охлаждение ледников до ложа.

Интересно отметить, что сегодня крупнейший, самый высокий и лучше увлажненный ледниковый центр Сибири – Горный Алтай. Горы достигают здесь 4506 м, а атмосферные осадки колеблются от более чем 2000 мм/год в Западном Алтае до примерно 1000 мм/год в Центральном Алтае. В Восточной Якутии горы сопоставимы с Алтаем по площади, но значительно ниже (их высота до 3003 м). Они получают меньше атмосферных осадков – в среднем 500–600 мм/год. Однако, несмотря на условия экстраконтинентального, сухого и холодного климата, в горах Восточной Якутии ледников лишь вдвое меньше, чем на Алтае, и они покрыты наледями в значительно большей степени, а прилегающие к ледникам осадочные толщи здесь гораздо насыщенней льдом. В итоге КГС в обоих районах сопоставимы по объему льда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Такое интересное природное явление, как оледенение, уже несколько веков является предметом научных дискуссий. Многофункциональный криогенный ресурс ледников и их визуальная привлекательность стали определяющим фактором в развитии фундаментальных исследований. Во многом и принципиально важном они опирались на представления альпийской научной школы, что со временем обусловило некоторую односторонность подходов, сужающих диапазон характеристик ледников и оценок механизма их взаимодействия с подстилающими породами. С началом углубленных исследований в Сибири стало очевидным принципиальное различие ледников на мерзлом и немерзлом основаниях, и возникла необходимость внесения в прежние модели оледенения определенных корректив.

Сегодня специфичность оледенения, формирующегося в условиях криолитозоны, сомнений не вызывает, но в процессе исследования его сложилась парадоксальная ситуация. Мерзлотоведы предпочитают не включать ледники в круг рассматриваемых объектов, а гляциологи обычно оставляют в стороне вопросы промерзания горных пород. В результате исследователи упускают из виду важные характеристики оледенения, что при его анализе становится причиной разночтений. В первую очередь уделяется внимание развитию гомогенных снежных, ледниковых, наледных и иных геосистем, и, к сожалению, не изучаются их связи друг с другом. В то же время установлено, что в области криолитозоны в Сибири формируются специфические обстановки, требующие учета взаимодействия всех природных льдов.

Авторы считают, что причина сложившейся ситуации в перенесении на Сибирь не присущих ей стереотипов. Все ледники имеют внешнее сходство независимо от того, находятся они в пределах криолитозоны или вне ее, внешняя схожесть есть и у проводимой ледниками геологической работы, что отражается в определенном однообразии создаваемых ледниками основных форм рельефа и отложений. Но за внешним сходством необходимо видеть и отличия. Они заключаются в различной структуре ледовых комплексов, олицетворяющих оледенение, и принципиально разном использовании ледниками, входящими в их состав, фоновых ресурсов. Только вникнув в эти детали, можно осуществить анализ оледенения с позиций изучения выделенных авторами криолитогенно-гляциальных геосистем. Ведь все их элементы, взаимодействуя, становятся носителями многоплановой перекрестной информации.

Так, если в формировании КГС участвуют ПЖЛ и крупные приледниковые наледи, это говорит о том, что вся система развивается в условиях резко континентального климата, а включенные в нее ледники являются холодными, в условиях Сибири преимущественно горными и остро реагирующими на малейшие изменения летней температуры воздуха. Особенно важен системный подход такого рода при проведении палеогеографических реконструкций, поскольку вопрос о ритмике оледенений – не просто предмет научной полемики, а актуальная практическая задача.

От того, что положить в основу модели, построенной по принципу “от прошлого к настоящему и от настоящего к будущему”, зависит прогностическая составляющая этой модели. Принятие априори, например, концепции материкового оледенения Сибири в плейстоцене будет означать и принятие механизма быстрых (в течение геологически коротких криохронов и термохронов квартера) перебросок в глубь материка и возвращения в океан гигантского количества влаги и энергии, т. е. коренной перестройки несущих их потоков (иными словами – принятие модели не эволюционного, а катастрофического развития природы в регионе). Системный же анализ и оперирование КГС как инструментом изучения природы показывает, что перестройки такого рода не реальны: эволюционный механизм, фоновым фактором которого была ярко выраженная криолитозона, превалировал в Сибири в течение всего плейстоцена.

В целом разработка методологических подходов, которые легли бы в основу общей теории геосистем с ледовой составляющей, весьма актуальна. Исследования такого рода ведутся в настоящее время достаточно широко, в русле их находятся и разработки авторов.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН 12, Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 144 и партнерского проекта СО и ДВО РАН № 9.

Литература

Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое / Н.В. Алексеева. М., Геос, 2005, 142 с.

Алисов Б.П. Климатические пояса и области (карта м-ба 1:80 000 000) / Б.П. Алисов. М., ГУГК, 1964.

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11, с. 1207–1220.

Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М., Ин-т географии РАН; НПО "Картография", 1997, т. 1, 392 с.

Бажев А.Б. Роль внутреннего инфильтрационного питания в балансе массы ледников и методы его определения // Материалы гляциол. исслед., 1973, № 21, с. 219–230.

Балобаев В.Т. Новые аспекты в теории формирования ледового комплекса арктических низменностей // Материалы III конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, т. 1, с. 138–145.

Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктики / Д.Ю. Большиянов. СПб., ААНИИ, 2006, 286 с.

Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое / И.И. Борзенкова. СПб., Гидрометеоиздат, 1992, 248 с.

Брайцева О.А. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки / О.А. Брайцева, И.В. Мелекесцев, И.С. Евтеева и др. М., Наука, 1986, 227 с.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность / Ю.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.

Васьковский А.П. Очерк стратиграфии антропогеновых отложений Крайнего Северо-Востока Азии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16, с. 24–53.

Величко А.А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре климатических ритмов плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М., Наука, 1981, с. 220–246.

Величко А.А., Борисова О.К., Светлицкая Т.В. Климат безледной Земли (количественные реконструкции для оптимума эоцена) // Изв. РАН. Сер. геогр., 1995, № 1, с. 31–42.

Вилесов Е.Н. Оледенение Джунгарского (Жетысу) Алатау: прошлое, настоящее и будущее / Е.Н. Вилесов, В.И. Морозова, И.В. Северский. Алматы, КазНУ, 2013, 244 с.

Воейков А.И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших // Зап. Минерал. о-ва. Сер. 2, ч. 16. СПб., 1881, с. 21–90.

Втюрин Б.И. Подземные льды СССР / Б.И. Втюрин. М., Наука, 1975, 214 с.

Гаврилова М.К. Климат и многолетнее промерзание горных пород / М.К. Гаврилова. Новосибирск, Наука, 1978, 214 с.

Гаврилова М.К. Климаты холодных регионов Земли / М. К. Гаврилова. Якутск, Изд-во СО РАН, 1998, 206 с.

Галанин А.А. Возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 39–52.

Горбунов А.П., Северский Э.В. Западный Алтай: особенности высотной геокриологической поясности // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 4, с. 15–19.

Горные страны юга СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 360 с.

Граве Н.А. Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята / Н.А. Граве, М.К. Гаврилова, Г.Ф. Гравис и др. М., Наука, 1964, 144 с.

Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциол. исслед., 2009, № 106, с. 3–149.

Дворецкий И.Х. Древнегреческо-русский словарь / Под ред. С.И. Соболевского. М., ГИС, 1958, 1904 с.

Калесник С.В. Основы общего землеведения / С.В. Колесник. М.; Л., Учпедгиз, 1947, 484 с.

Каталог ледников СССР / Под ред. О.Н. Виноградова. Л., Гидрометеоиздат, 1966–1981.

Корейша М.М. Современное оледенение хр. Сунтар-Хаята / М.М. Корейша. М., Изд-во АН СССР, 1963, 172 с.

Корейша М.М. Оледенение Верхояно-Колымской области / М.М. Корейша. М., Изд-во РАН, 1991, 144 с.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР / А.Н. Кренке. Л., Гидрометеоиздат, 1982, 288 с.

Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциол. исслед., 1966, вып. 12, с. 153–163.

Мельников В.П. Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования / В.П. Мельников, А.Н. Хименков, А.В. Брушков и др. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2010, 390 с.

Мельников В.П., Геннадиник В.Б., Брушков А.В. Аспекты криософии: криоразнообразие в природе // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 2, с. 3–11.

Мельников В.П., Спектор В.Б., Шейнкман В.С. и др. Экспериментальное исследование изотопного состава ледников хребта Сунтар-Хаята // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 63–73.

Михайлов Н.Н., Останин О.В., Фукуи К. и др. Опыт использования автоматических температурных самописцев в высокогорье Алтая // География и природопользование Сибири. Барнаул, Изд-во Алт. ун-та, 2006, вып. 8, с. 134–146.

Михаленко В.Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт / В.Н. Михаленко. М., Изд-во URSS, 2007, 315 с.

Нарожный Ю.К. Температурный режим активной толщи ледников Актру // Гляциология Сибири. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1993, вып. 4 (19), с. 140–150.

Некрасов И.А. Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности ее развития / И.А. Некрасов. Якутск, Кн. изд-во, 1976, 246 с.

Никитин С.А., Веснин А.В., Меньшиков В.А. и др. Температурный режим ледника Малый Актру в период абляции // Гляциология Сибири. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1986, вып. 3 (18), с. 81–84.

Основы геокриологии. Ч. 3. Региональная и историческая геокриология мира / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1998, 576 с.

Погорелов А.В. Снежный покров Большого Кавказа / А.В. Погрелов. М., Академкнига, 2002, 288 с.

Преображенский В.С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье) / В.С. Преображенский. М., Изд-во АН СССР, 1960, 74 с.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур / Н.Н. Романовский. Новосибирск, Наука, 1977, 215 с.

Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая / М.В. Тронов. М., Географгиз, 1949, 373 с.

Тушинский Г.К., Малиновская Н.М. Гляциологическое районирование Земли // Гляциогидроклиматология горных стран. М., Наука, 1973, с. 7–14.

Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР / В.Г. Ходаков. М., Наука, 1978, 196 с.

Шац М.М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны / М.М. Шац. Новосибирск, Наука, 1978, 104 с.

Шейнкман В.С. Наледи ледниковых долин // Гляциология Сибири. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1986, вып. 3, с. 105–117.

Шейнкман В.С. Гляциология и палеогляциология горной системы Черского и сопредельных районов Северо-Востока СССР / В.С. Шейнкман. М., Изд-во АН СССР, 1987, 154 с.

Шейнкман В.С. Наледи в горах Алтая // Проблемы наледеведения. Новосибирск, Наука, 1991, с. 166–176.

Шейнкман В.С. Об интерпретации следов древнего оледенения в горах Сибири // Материалы гляциол. исслед., 1993, № 77, с. 111–120.

Шейнкман В.С. Тестирование S–S-технологии термолюминесцентного датирования на разрезах побережья Мертвого моря, ее использование в Горном Алтае и палеогеографическая интерпретация результатов // Археология, этнография и антропология Евразии, 2002, № 2, с. 22–37.

Шейнкман В.С. Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов // Материалы гляциол. исслед., 2008, № 105, с. 51–72.

Шейнкман В.С. Оледенение гор Сибири: взаимодействие ледников и криогенных льдов // Лед и снег, 2010, № 4 (112), с. 101–110.

Шейнкман В.С. Оледенение Сибири с позиций криологии Земли // Тр. Десятой междунар. конф. по мерзлотоведению. Тюмень, 2012, т. 3, с. 579–584.

Шейнкман В.С., Плюснин В.М., Иванов Е.Н. и др. Нивально-гляциальные явления в горах Прибайкалья в свете новых данных и новых подходов // Лед и снег, 2011, № 4, с. 94–105.

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения / П.А. Шумский. М., Изд-во АН СССР, 1955, 492 с.

Шумский П.А. К методике определения скорости внутреннего питания ледников // Материалы гляциол. исслед., 1964а, № 9, с. 276–277.

Шумский П.А. Что такое ледник? // Материалы гляциол. исслед., 1964б, № 9, с. 277.

Ahlmann H.W. Glaciological research on the North Atlantic coasts // The Roy. Geograph. Soc. Res. Ser. London, 1948, Nol. 1, 83 p.

Aizen V.B., Aizen E.M., Joswiak D.R. et al. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet) // Ann. Glaciol., 2006, vol. 43, p. 49–60.

Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N. et al. The lower limit of mountain permafrost in the Russian Altai Mountains // Permafrost and Periglacial Processes, 2007, No. 18, iss. 2, p. 129–136.

Grosswald M.G., Hughes T.J. The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum // Quatern. Sci. Rev., 2002, No. 21, p. 121–146.

Lozinski W.V. Das Sandomiers-Opalower lцss lateau // Globus, 1909, No. 96, p. 330–334.

Saussure O.B. Voyages dans les Alps. Vol. 1: Neuchatel, Switzerland, 1779, 638 p.; Vol. 2: Geneve, Switzerland, 1796, 540 p.

Sheinkman V.S. Quaternary Glaciations – Extent and chronology. Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. INQUA. Amsterdam, Elsevier, 2011, p. 883–907.

Sheinkman V.S., Barashkova N.K. The Pleistocene glaciation of the Siberian mountains and atmospheric circulation // Glaciers – Ocean – Atmosphere Interaction. Wallingford, Oxfordshire, IAHS Publ., 1991, No. 208, p. 415–423.

Sheinkman V.S., Melnikov V.P. Glaciation of High Siberia – specific development under conditions of low-temperature permafrost (a view from the position of Earth Cryology) // Proc. of the XVIII INQUA Congress. Bern, Switzerland, 2011, ID 268.

Поступила в редакцию
28 октября 2013 г.

РЕЦЕНЗИЯ*

на статью В.С. Шейнкмана, В.П. Мельникова
“Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных систем”
с комментариями и предложениями авторам

Рецензируемая статья представляет собой, по сути, концептуальную работу с акцентом на два основных положения: 1) о своеобразии образования, режима и эволюции ледников в условиях резко континентального климата в отличие от классической альпийской схемы; 2) о необходимости выделения криолитогенно-гляциальных систем как геосистем особого рода, характеризуемых формальной неразрывностью и единством подземного льда и наземного оледенения.

Первое из этих положений освещено в рукописи со всей убедительностью и полнотой, хотя абсолютно пионерным его назвать, разумеется, нельзя (чего авторы и не скрывают, упоминая о взглядах своих предшественников из разряда безусловных корифеев науки). Теоретические основы этой специфики можно найти и в классификации Х. Альманна [1948], и (в гораздо более проработанном виде) в учении о зонах льдообразования П.А. Шумского [1955]; в поле эта специфика неоднократно подтверждалась трудами М.М. Корейши и

* Рецензия на первоначальный вариант статьи до внесения авторами окончательной правки.

раннего В.С. Шейнкмана; сам же тезис о “неприменимости альпийских стандартов” (в гляциологии) стал одним из наиболее известных афоризмов Г.К. Тушинского. Однако в представленной статье эти различия получили настолько выпуклое отображение и настолько доскональное исследование своих причин и проявлений, что, вне всякого сомнения, возвели ее в число наиболее ярких и обстоятельных работ, посвященных противопоставлению особенностей сибирских ледников устоям классической альпийской гляциологии. Безусловно, мысли авторов, озвучивающие данное положение, будут востребованы признательным читателем, но наибольшую ценность, думается, они бы представили зарубежным коллегам, для многих из которых существование ледников, лишенных фирна, до сих пор может явиться откровением.

Второе положение – целиком итог творческих раздумий авторов статьи. Точнее, это как бы амальгама понятия криогляциальных систем, введенного еще на Гляциологическом симпозиуме 2008 г. в Иркутске одним из соавторов, и концепции криоразнообразия на базе криософской идеологии другого соавтора. В статье очень доходчиво и аргументированно показано, что именно в Сибири, как нигде более, выдерживается общность мерзлотных и гляциальных процессов, сам ледник становится во многом (а в отдельных случаях и полностью) сложен продуктом криолитогенеза – наложенным льдом, а в перигляциале появляется широко представленное промежуточное звено – наледные образования, а потому и возникает целесообразность выделения нового типа систем. Авторы справедливо противопоставляют генезис наложенного льда и остальных типов льда, в происхождении которых играют роль процессы рекристаллизации и инфильтрации. Ведь тогда с точки зрения мерзлотоведения первый следует отнести к сингенетическим объектам криосферы (поскольку льдообразование происходит в течение того же сезона, что и первичная седиментация снега), а все остальные – к категории продуктов эпигенеза (поскольку льдообразование длится порой много лет, распадаясь на стадии диагенеза снежного покрова и фирнизации его нестаявшего остатка). Подобный авторский вклад в вопросы геосистематики, безусловно, достоин опубликования.

Тем не менее хотелось бы высказать некоторые соображения, которые могут быть полезны авторам при их окончательном редактировании рукописи, если у них не возникнет контраргументов.

1. Атрибутив “альпийский, -ая”, чаще всего (но не только) сопровождающий в тексте словосочетание “модель оледенения”, следует писать со строчной, а не с заглавной буквы. Аналогично должно выглядеть написание антагониста – “сибирской модели” (встречается в статье только один раз – в заголовке заключительного раздела).

2. Английский перевод заглавия статьи, хоть и отражает на самом деле основную смысловую нагрузку статьи, совершенно не идентичен русскоязычному оригиналу. В переводе автореферата есть лексические, фразеологические и орфографические ошибки. Они же (плюс синтаксис) встречаются и в основном тексте рукописи.

3. Непонятно, по какой причине авторы сделали некую фигуру умолчания из теории типов льдообразования П.А. Шумского, тогда как она напрямую соотносится с одним из главных тезисов статьи – об особенностях формирования льда на сибирских ледниках. Совершенно правильно отражать и эту специфику, и ведущий повод включать местные глетчеры в сферу криолитогенеза посредством механизма формирования гидрогенного наложенного льда и при этом ни разу в статье не использовать термин “инфильтрационно-конжеляционное льдообразование” – это по меньшей мере странно.

4. Характеризуя альпийское оледенение, авторы постоянно (с. 3, 5 и др.) выводят его однозначно за пределы криолитозоны. Между тем, согласно Н.Н. Романовскому, А.И. Попову, И.Д. Данилову, А.П. Горбунову, И.В. Северскому и многим другим, в понятие “криолитозона” входит и островная мерзлота, обнаруживаемая повсеместно в перигляциальных поясах Альп, Кавказа, Анд и других районов распространения умеренных ледников; более того, языки даже таких “теплых” ледников, льдообразование в которых может идти по теплому фирновому типу (например, в Скандинавии или в атлантическом секторе Субарктики), могут сохранять холодный режим, и под ними зачастую талики не обнаруживаются. Поэтому формулировка “...снег дает начало развитию ледников, но произойти это может как в области криолитозоны, так и вне ее” представляется ошибочной. Именно для того, чтобы снег изначально начал накапливаться и перелетовывать (в начальной фазе криохрона), непременно нужно первичное промерзание грунта, на который он ложится; талики могут образоваться под скоплением льда лишь позднее, когда мощность глетчера возрастет для оказания изолирующего эффекта от волн зимнего холода, да и то, если только развитие ледника пойдет по “теплому” пути.

5. Ссылка на сравнительно недавние работы [Погорелов, 2002; Михаленко, 2007] не вполне отвечает функции “отсылка к первоисточнику”: сообщения о постоянно отрицательных температурах на вершинах горных систем атлантического сектора Евразии можно встретить в гораздо более ранней научной литературе.

6. Говоря о расходе вещества в теплый период, авторы повсеместно (с. 9, 22 и др.) оперируют понятием “радиационный баланс” в качестве итогового параметра, характеризующего общее поступление тепла к охлажденной поверхности. Нисколько не умаляя роль солнечной радиации как действительно главной приходной статьи внешнего энергообмена, надо все же признать такую формулировку неверной (нестрогой), поскольку игнорируются турбулентный теплообмен, конденсация–испарение и другие источники тепла, пусть

и уступающие чаще всего (но не всегда, кстати) радиации. Правильнее заменить везде в тексте “радиационный баланс” термином “тепловой баланс”. Радиационный баланс – лишь одна из составляющих теплового баланса, а именно к последнему апеллирует содержание статьи.

7. На с. 9 пункт “во-вторых” при противопоставлении альпийских и сибирских ледников слишком безапелляционен, он присущ не только континентальным образованиям. Даже на “теплых” ледниках зимой происходит сезонное промерзание льда, так что и здесь – повсеместно в области абляции – в начале теплого периода у подошвы сезонной пачки снега всегда образуется слой инфильтрационно-конжеляционного льда. В конце сезона таяния этот слой (пусть и полосой существенно более узкой по сравнению с сибирскими масштабами) будет прослеживаться между границей питания и фирновой линией. Поэтому разница между альпийскими и сибирскими ледниками по этому пункту лежит исключительно в количественной плоскости; в тексте ее олицетворяет только слово “существенно” (суть только в нем) внутри скобок в нижнем абзаце.

8. Не совсем корректным представляется и второй тезис в положении о “двойной природе ледников Сибири”. Даже здесь вряд ли можно называть ледники продуктом криогенеза. Продуктом криогенеза следует считать основное свойство их строения – наличие свиты наложенного льда, но само возникновение ледника будет все же результатом тезиса первого.

9. Третья причина “стойкости стереотипов” слишком расплывчата. Категории “внешнего сходства ледников” (без указания на конкретные морфологические индикаторы) весьма субъективны и неопределенны – кому-то ледники покажутся внешне сходными, кому-то нет. В чем-то внешний облик всех долинных ледников Земли (и в Сибири, и на Кавказе) схож. Это какой-то странный и неясный аргумент.

10. Чрезмерно стремление к доходчивости для читателя преподносимых положений. Вероятно, сокращение объема статьи хотя бы процентов на 10 (за счет пассажей с излишним “разжевыванием” тривиальностей или за счет повторов типа “в Сибири такие подходы неприемлемы”) не нанесло бы ущерба качеству изложения. Впрочем, нельзя исключить, что такой эмфатический перегиб был допущен авторами сознательно, и если так, то его следует расценивать как сугубо стилистический прием, имеющий право на существование.

Тем не менее, несмотря на замечания, представленная статья хорошая и достойна опубликования. Концептуальные работы тем и выигрышны для авторов, что они по сути своей субъективны и представляют собой поле для дальнейшей полемики. Откровенных изъянов в рецензируемой рукописи нет, а вышеприведенные замечания носят лишь рекомендательно-дискуссионный характер, и авторы вольны учитывать их или нет. После возможного внесения авторских корректив повторного рецензирования не требуется. Рекомендуем статью для печати в журнале “Криосфера Земли” полностью и без сокращений.

Зав. кафедрой криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ, профессор *В.Н. Конищев*

Доцент кафедры криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ *В.В. Поповнин*