А. Н. Кренке



МАССООБМЕН
в ледниковых системах на территории СССР

Массообмен в ледниковых системах на территории СССР
А. Н. Кренке

А. Н. Кренке

Массообмен в ледниковых системах на территории СССР

Ленинград
Гидрометеоиздат 1982

УДК 551.324.43

Рецензенты: чл.-корр. АН СССР В. М. Котляков (Институт географии АН СССР), д-р геогр. наук О. А. Дроздов (Ленинградский государственный университет)

Научный редактор В. М. КОТЛЯКОВ

Дается целостная характеристика климата ледниковой зоны СССР — экстремальной по условиям водного и теплового балансов. В основу решения проблемы выявления диапазона климатических условий и величин тепло- и массообмена в ледниковых системах кладется разработанный автором метод построения гляциогидроклиматологических полей по данным каталогов ледников, содержащих информацию приблизительно с 20 000 ледников, выступающих в роли «естественных метеостанций». Строятся поля температуры воздуха, аккумуляции снега, осадков, стока в малоизученных полярных и высокогорных районах, дополняются и исправляются карты осадков, стока, теплового баланса для территории СССР.

Для научных работников и специалистов в области гидрологии, климатологии и гляциологии.

In the book by A. N. Krenke "Mass-exchange in Glacier Systems over the Territory of the USSR" climate of the glacierized zone of the USSR with extreme conditions of water and heat balances is characterized. The method of plotting glaciohydroclimatological fields from the data of glacier inventories, containing information on about 20 000 glaciers, serving as "natural weather stations", is advanced. This method provides the basis for solution the problem of revealing the range of climatic conditions and the values of heat- and mass-exchange in glacier systems. The fields of air temperature, accumulation of snow, precipitations and run-off in insufficiently studied polar and alpine areas have been plotted. The maps of precipitations, run-off and heat-balance over the Territory of the USSR are corrected and completed.

The book is meant for the specialists in geography, hydrology, climatology and glaciology.

А. Н. Кренке

МАССООБМЕН В ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМАХ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Редактор Г. И. Слабкович. Технический редактор Т. В. Павлова. Корректор Т. П. Топоркова.

ИБ № 1456. Сдано в набор 07.04.82. Подписано в печать 23.08.82. М-33082. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать. Печ. л. 18. Кр.-отт. 18. Уч.-изд. л. 21,5. Тираж 550 экз. Заказ № 179. Цена 3 р. 50 к. Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

К $\frac{1903040000\text{-}127}{069(02)\text{-}82}$ 24-82

© Гидрометеоиздат, 1982

Предисловие

Одной из основных проблем изучения ледников является выявление механизма и интенсивности их массообмена. Массообменом определяется само существование и эволюция оледенения, а также его роль как природного ресурса и источника стихийных угроз.

Методы измерений и расчета массообмена разработаны для отдельных ледников, для целых же множеств — ледниковых систем — такие методы до недавнего времени отсутствовали. Настоящая книга подводит итог работам в направлении создания таких методов и содержит результаты их применения для современного оледенения на территории СССР.

Научное значение решения проблем характеристики массообмена ледниковых систем определяется тем, что именно от массообмена зависит их состояние — степень оледенения, набор и взаимоотношение морфологических типов ледников, тип гляциологической зональности, скорость процесса переноса вещества в системах и время его оборота, интенсивность воздействия оледенения на подстилающий рельеф, направление и скорость эволюции оледенения, роль его в формировании жидкого стока, в водном и тепловом балансе моря, суши и атмосферы. Знание пространственных различий между системами позволяет уточнить характеристики этих систем в прошлом.

Решение проблемы географического распределения интенсивности массообмена в ледниковых системах одновременно позволяет выявить особенности климатических и гидрологических условий в наименее изученных и в то же время экстремальных по ряду показателей высокогорных и полярных районах. Относительно плотная в пространстве гляциологическая информация дает возможность установить ряд общих закономерностей гидрологических и климатологических полей в их конкретных проявлениях — гидродинамические особенности переноса влаги и тепла воздушными струями, наличие локальных очагов формирования стока, уточнить пределы и степень влияния различных источников влаги. В настоящее время гляциологическая информация оказывается основным источником реальных сведений о детальной картине увлажненности, а значит и о распределении водных ресурсов, заснеженности и лавинной опасности в ледниковой зоне, где сеть стандартных гидрометеорологических наблюдений крайне редка, нерепрезентативна (станции не могут находиться на склонах — основном типе поверхности в горах) и не располагает на-

дежными методами измерений (во всяком случае для твердых осадков). Индикация направления переноса влаги воздушными массами существенна и для мониторинга окружающей среды в связи с антропогенными воздействиями на нее.

Таким образом, массообмен ледниковых систем является предметом изучения науки, находящейся на стыке смежных наук, — гляциогидроклиматологии. Эта наука обладает собственными концепциями [247], часть которых формулируется в предлагаемой книге.

Географическим объектом, рассматриваемым в книге, является территория СССР в целом. Это дает возможность охватить широкий диапазон условий существования ледников и различных типов ледниковых систем.

Решение проблемы массообмена ледниковых систем на основе гляциологической информации в масштабе нашей страны оказалось возможным в результате обобщения материалов завершенных программ Международного гидрологического десятилетия (МГД) — составления Каталога ледников СССР и совместных исследований балансов тепла, льда и воды в репрезентативных горно-ледниковых бассейнах. В работе использованы также материалы и выводы исследований по программе Международного геофизического года и Международной гидрологической программе. Автор в разной степени принимал участие в этих программах на всех стадиях, от разработки их содержания и полевых исследований до обработки и публикации результатов. В большом объеме в книге используются полевые материалы гляциологических экспедиций, в первую очередь экспедиций Института географии АН СССР.

Книга состоит из двух частей. В первой — методологической — части обосновывается определение гляциогидроклиматологии как науки не только о ледниках, но и о ледниковых системах (глава 1); оценивается масштаб обратных влияний ледниковых систем на территории СССР на климат, что позволяет восстанавливать составляющие их массообмена по данным внеледниковой сети метеорологических станций (глава 2); разрабатываются и климатологически обосновываются представления о гляциологических границах, используемых в расчетах массообмена (глава 3); формулируется концепция о полях характеристик массообмена ледниковых систем (глава 4); предлагаются конкретные методы построения этих полей с оценкой надежности этих методов (глава 5).

Во второй — феноменологической — части предложенная методика используется для построения полей характеристик массообмена на территории СССР и выводятся основные географические законы и связи, выявляемые этими полями. В главе 6 рассматривается морфология ледниковых систем, особое внимание уделяется полю высоты границы питания — нижней поверхности хионосферы, в главе 7 — трехмерное поле температуры воздуха в ледниковой зоне, в главе 8 — поля аккумуляции на ледниках и твердых осадков в ледниковой зоне, а также законы переноса и выпадения влаги в условиях сложной орографии. Глава 9 включает особенности структуры теплового баланса, соотношение испарения и конденсации в различных ледниковых системах, поля абляции ледников и ледникового стока. В главе 10 предметом рассмотрения являются скорость оборота массы в ледниках и ледниковых системах, роль внутреннего питания в массообмене ледниковых систем и его связь с зонами льдообразования, географическое положение этих зон, роль ледниковых систем в обороте влаги и тепла на территории СССР. В этой же главе предлагается районирование территории СССР по условиям массообмена ледниковых систем.

Автор особенно благодарен инициатору и руководителю упомянутых выше программ чл.-корр. АН СССР Г. А. Авсюку. Постоянную поддержку и ценные замечания автор получал от чл.-корр. АН СССР В. М. Котлякова, д-ра геогр. наук В. Г. Ходакова, канд. геогр. наук О. Н. Виноградова, руководителя каталогизации ледников СССР, и канд. геогр. наук Л. П. Черновой. Помещенные в работе карты на территории СССР разработаны автором вместе с Н. М. Зверковой. Ею же высказаны ценные предложения по теории полей характеристик ледниковых систем в п. 4.3. Неоценимую трудоемкую техническую помощь получил автор от В. С. Поповой. Параграфы 3.4—3.6, посвященные изменчивости высоты границы питания на ледниках, подготовлены автором совместно с Л. Н. Шантыковой.

Глава 1

Гляциогидроклиматология и уровни ее объектов

1.1. Предмет гляциогидроклиматологии

Гляциогидроклиматология объединяет проблему питания и абляции ледников, т. е. проблему климатических условий их существования, с проблемой формирования особого типа климата — ледникового климата [133, 139] — и особого по генезису и режиму вида речного стока — ледникового стока [171], а также с проблемой оценки роли ледникового распреснения и айсбергов в режиме моря. Тем самым именно гляциогидроклиматология исследует две из трех связей в трехчленной системе гидросфера—атмосфера—гляциосфера.

Кроме того, важнейшей задачей гляциогидроклиматологии является разработка методов гляциологической индикации климатических и гидрологических условий и их изменений. Методы эти плодотворны благодаря большой инерционности и отчетливой обособленности гляциальных систем, прежде всего ледников, и широко применяются в настоящей работе. Такое их применение делает гляциологию столь же необходимой опорой климатологии и гидрологии, какой эти науки уже стали для нее самой.

Дискуссия по вопросу о предмете гляциологии по меньшей мере трижды возникала в иностранной и советской печати [188]. Термину «гляциология» придавалось различное значение — либо синоним (точнее, неточный перевод с немецкого) термина ледниковедения, либо значение «науки о природных льдах», «о всех видах природных льдов», «о природном льде во всех его разновидностях» или даже просто «науки о льде». Победа второй точки зрения в этих дискуссиях была закреплена в определении, данном В. М. Котляковым: *«гляциологией следует называть науку о всех видах природного льда на поверхности Земли, в атмосфере, гидросфере и литосфере»* [133, с. 8].

Однако следует заметить, что только часть сторонников такого понимания предмета гляциологии обосновывала его прежде всего необходимостью включения в гляциологию, помимо ледников, других природных систем — лавин, снежного покрова, ледяного покрова морей — и даже необходимостью «комплексного изучения территорий, покрытых льдом и снегом» [200, с. 157]. При этом осталось незамеченным, что такие территории и вообще природные системы могут быть комплексно изучены лишь с учетом процессов в приземном слое атмосферы, движения воды подо льдом и внутри него, процессов экзарации и накопления морены, переноса каменного материала в ледниках и лавинах и т. д. Все это не покрывается определением «наука о льде и снеге».

Более последовательна другая мотивировка понимания гляциологии как «науки о природном льде», состоящая в том, что «научной теорией ледниковедение стало на основе физического ледоведения» [286, с. 160] или что «малая горстка математических физиков, редко ступавших на ледники, сделала гораздо больше для понимания предмета (гляциологии. — *А. К.*), чем сотни измерителей реек и колебаний концов ледников» [323, с.4], или что «ледники представляют собой физические системы.., описываемые системой из 18 (!—*А. К.*) дифференциальных уравнений с частными производными» [284], или что «создание теории колебаний ледников возможно *лишь* (курсив наш.— *А. К.*) методами механики сплошной среды и теплофизики» [119, с. 200]. Такая мотивировка сводит географию и ее ветвь гляциологию к физике, а выявленные ею законы (в действительности географические) — к физическим законам и в соответствии с этим считает науку о ледниках частью науки о льде, а последнюю частью физики (см., например, [104]) или, в лучшем случае, геофизики.

В противовес такой точке зрения отметим, что, например, реологический закон деформации льда выводится из опытов с крупными его монолитами, а не из интегрирования данных исследований на уровне атомно-молекулярных взаимодействий. Точно так же гляциология имеет дело с природными макросистемами, а не со льдом или снегом в образцах или физических моделях.

Гляциология, как и география в целом, изучает сложные природные системы, масштаб и ареал которых соизмерим с пространством обитания и деятельности людей. Эти системы объединены одним качеством — доминирующей ролью в них природных льдов. Однако, во-первых, ни ледники, ни лавины, ни снежный или ледяной покров не состоят исключительно из льда, а включают и другие компоненты. Во-вторых, они взаимодействуют с окружающей средой не как чистый лед, а как более сложные системы (например, при ледниковой экзарации). В-третьих, свойства «ледовых» природных систем зависят не только от свойств слагающего их материала и его взаимодействия со средой, но и от конкретного положения (и взаимного расположения!) в реальном географическом пространстве. Скажем, условия преобладания аккумуляции снега на подветренном или наветренном склоне гор выводятся из наблюдений за положением ледников и высоты снеговой границы, но не могут быть до сих пор выведены для реального рельефа из решений на основе физических законов деформаций линий тока воздуха, выпадения из него осадков и метелевого переноса снега [255], а тем более на основе физического ледоведения. Теория «великих» оледенений также возникла не на основании изучения законов растекания льда, а на основе наблюдений за каменным (не ледяным!) материалом, обнаруженным в неожиданном природном окружении.

Однако доминирующая роль льдов придает ледниковым системам, вообще говоря очень разнообразным, некоторые общие

черты, оправдывающие их объединение в единую науку. Это массообмен путем фазовых переходов — таяния, намерзания, сублимации, испарения льда, способность систем в целом деформироваться подобно деформациям льдов в массивах, приуроченность к сходным климатическим условиям и т. д. По нашему мнению, такую единую науку можно определить так: *гляциология — наука о природных системах географического масштаба, доминирующим компонентом которых являются природные льды.* Под системами географического масштаба мы понимаем системы, достаточно большие, чтобы находиться во взаимодействии с деятельностью человеческого общества. Гляциология включает исследования взаимодействия таких систем с другими природными системами.

Отделение гляциологии от ледоведения не «лишает ее научной основы» [286, с. 160], а позволяет одновременно со связями с ледоведением обнаружить, например, связи с климатологией и гидрологией или с высокогорной и полярной геоэкологией [78] и т. д.

Гляциология, в свою очередь, включает несколько направлений. П. А. Шумский [285] представил их в виде схемы матричного типа. Он подразделил гляциологию на теоретическую (выявление общих законов, определяющих состояние и развитие объектов), которую на наш взгляд было бы лучше назвать «общей», так как другие ее разделы также имеют свои теории, а общие законы выводятся не только теоретически, но и эмпирически; региональную (пространственная изменчивость состояний объектов) и историческую (временно́е развитие объектов). Мы бы добавили сюда еще инженерную гляциологию [104], понимая под ней использование гляциологических объектов в деятельности общества или защиту людей от вредных воздействий объектов гляциологии. С другой стороны, по характеру изучаемых процессов П. А. Шумский выделял гидрометеорологическую гляциологию, определенную ограниченно как «взаимодействие льда (следовало бы «ледовых систем».— *А. К.*) с атмосферой» (следовало бы добавить «... и с гидросферой».— *А. К.*); физическую (внутренние процессы во льду) и геолого-геоморфологическую (взаимодействие льда с литосферой).

В этой классификации, стройной, но выдержанной в духе ледоведения, не придается значения тому, к каким природным системам принадлежит лед, хотя очевидна большая степень независимости задач, методов и проблем изучения, а также объективных законов развития, скажем, ледяного покрова рек и ледниковых покровов континентов. По нашему мнению, помимо замены слова лед на ледовые системы, к числу параметров такой классификации следовало бы добавить по крайней мере еще два. Во-первых, тип природной ледовой системы: ледники, снежный покров, лавины, ледяной покров рек, наледи, ледяной покров морей, ледяные острова и айсберги и т. д. Во-вторых, уровни природных систем,

поскольку гляциология имеет дело с природными системами разного масштаба [141]. Очевидны, по крайней мере, пять главных уровней гляциологических объектов: 1) точка (вспомним удельный баланс массы); 2) структурная часть отдельного объекта (язык ледника, ледниковая антиклиналь, ледопад, лавиносбор, поверхность соскальзывания лавины); 3) целые отдельные объекты (ледник, лавина); 4) региональные системы гляциальных объектов разного масштаба (т. е. их множества), объединенные единством территории, условий существования (входами), влиянием на окружающую среду (выходами), общими пространственными законами изменения характеристик, внутренними взаимодействиями или только частью этих признаков (например, оледенение Памира); 5) глобальные гляциальные системы (например, четвертичное оледенение Земли), составляющие часть гляциосферы и связанные системой с сильными обратными связями с объектами гидросферы и атмосферы в единую планетарную систему.

Уровень исследования должен соответствовать поставленной задаче. Это положение вполне осознано в географии: «при моделировании географических объектов точность информации приходит в противоречие с полнотой. Эти два понятия сами по себе выступают как дополнительные» [14, с. 148].

Для различных уровней могут оказаться предпочтительными и различные методы исследования. Однако выбор некоторого уровня для решения определенной задачи не означает предпочтительности или большей ценности исследований на данном уровне вообще.

Несмотря на все большее распространение мнения о методологической первичности целого в научном мышлении, в гляциологии в последние два десятилетия создалась угроза не ухода от изучения элементарных объектов, а наоборот, угроза пренебрежения исследованиями на высоких уровнях, являющегося следствием развития аналитических и физических методов, применение которых остается невозможным для таких слишком сложных систем, как, например, оледенение Кавказа в целом. Так, в последних номерах Journal of Glaciology редакцией почти не помещалось статей, касающихся характеристики ледников, лавин или снежного покрова крупной территории либо закономерностей поведения не одного, а совокупности снежно-ледовых тел. Такой задаче уделено непропорционально мало внимания по сравнению с другими в разработанной большим коллективом советских гляциологов программе изучения колебаний ледников [196]. Все это является отражением сведения гляциологии к геофизике.

Между тем многие научные и практические задачи уже сейчас требуют решений на уровне сложных систем, охватывающих целые географические районы, или хотя бы сбора невозобновимой режимной информации на целостном уровне. В качестве примера можно привести задачу создания Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (отдельные гляциологические объекты оказались невы-

разимыми в масштабах карт [130]) или задачу оценки возможностей искусственного регулирования ледникового стока Средней Азии. Поэтому недопустим отказ от исследования гляциальных систем высокого уровня в ожидании пока соответствующие задачи будут сведены к сумме более простых гляциологических или даже физических и математических задач.

Если провести аналогию с биологией, упомянутым ранее гляциологическим уровням соответствуют клеточный, гистологический («тканевый»), организменный, популяционный и другие уровни. П. А. Шумский в работе, посвященной объектам «организменного» (третьего) уровня, находит возможным «игнорировать дискретное строение льда, рассматривая ледник как среду или совокупность полей, характеризуемых в каждой точке осредненными значениями параметров. Говоря о малых элементах объема или даже о частицах и точках льда, динамическая гляциология всегда подразумевает объемы, достаточно малые по сравнению с ледником, но достаточно большие по сравнению с объемом кристаллов льда и содержащихся во льду включений» [283, с. 6]. Как видно, задача расчета изменения формы ледника не решается как сумма задач об изменении формы отдельных кристаллов. Точно так же нельзя оценить изменение объема оледенения Кавказа путем суммирования полей деформации, полученных на основе методов динамической гляциологии, для каждого из составляющих его 1500 ледников.

Эта задача принадлежит «популяционному» (четвертому) уровню, изучающему совокупность природных объектов (систем), где каждый из них выступает в качестве неделимого элемента. Именно на таком надорганизменном уровне стохастические методы исследования во многих естественных науках преобладают над детерминистскими [14].

Итак, гляциология может быть подразделена на множество отраслей, выделяемых по многим параметрам, со сложной системой взаимосвязей. Соответственно ее гляциогидроклиматологическая ветвь также может быть подразделена на гляциогидроклиматологию ледников, снежного покрова, лавин, ледяного покрова морей и т. д. Каждый из этих разделов уже сформировался. В полной мере это относится и к ледниковой гляциогидроклиматологии, изучающей внешний массоэнергообмен (термин П. А. Шумского) ледников и ледниковых систем с атмосферой и гидросферой, форму полей абляции и аккумуляции на отдельных ледниках и в ледниковых системах, баланс вещества и эволюцию массы отдельных ледников и ледниковых систем.

Ледниковая гляциогидроклиматология также может быть подразделена на общее, региональное, историческое и инженерное направления, развиваемые на различных уровнях объектов — от элементарных участков до глобальных ледниковых систем. Современное состояние различных разделов этой науки мы охарактеризуем на фоне истории ее развития.

1.2. Становление ледниковой гляциогидроклиматологии [1]

Еще Феокрит в III в. до н. э. писал о таянии высокогорных снегов:

> Дафнис же таял как снег,
> лежащий на Гема вершинах иль
> на Афоне крутом, на Родопе и
> на дальнем Кавказе.

Сопоставление им «дальнего Кавказа» с ныне лишенными ледников горами Балкан, возможно, указывает на недавнее оледенение последних, что согласуется с общими представлениями об изменениях климата.

Норвежское «Королевское зеркало» (1262 г.) объясняло оледенение Исландии близостью холодного Гренландского ледникового щита и недостатком солнечного тепла, а сага (1300 г.) объясняла существование ледникового купола Снефельс-Йокудль снегопадами, северными холодными ветрами и туманами от дрейфующих льдов.

Началом становления гляциоклиматологии как науки можно считать введение в географии XVI—XVIII вв. представлений о «морозном слое» и снеговой линии (границе). Высота снеговой границы или связанной с ней границы питания ледников до сих пор остается и останется в будущем важнейшим собственным гляциогидроклиматическим показателем [249]. В XVIII—XIX вв. альпийской школой гляциологов выполнены измерения абляции ледников и разработаны взгляды на причины колебаний ледников за короткие и длительные промежутки времени. При этом делались оставшиеся неудачными попытки установления прямых связей с солнечными циклами, более успешные сопоставления с колебаниями метеорологических элементов, выдвигались гипотезы относительно связей оледенения и общей циркуляции атмосферы. В частности, разрабатывалась гипотеза о стационарном антициклоне над ледниковыми щитами.

Эпоха между мировыми войнами в Европе характеризовалась систематической разработкой проблем гляциогидроклиматологии скандинавской школой гляциологов. Были сформулированы понятия о чистых и суммарных абляции и аккумуляции, балансе массы и выполнены расчеты баланса массы ряда ледников [297], предложен новый важный гляциогидроклиматический показатель — продолжительность периода абляции, с которым наилучшим образом связываются колебания ледников, разработаны первые эмпирические формулы для расчета абляции ледников, выполнены первые количественные измерения составляющих теплового баланса ледников в различных географических районах.

В СССР усиление связи науки с народным хозяйством привело к резкому возрастанию интереса к роли ледников в формировании

[1] Так как настоящая работа ограничивается ледниками, здесь и в дальнейшем мы опускаем определение «ледниковая» и будем употреблять слово гляциогидроклиматология в значении ледниковая гляциогидроклиматология.

речного стока. Во время работы 2-го Международного полярного года (1932—1933 гг.) гляциогидрологические исследования на Кавказе, в Средней Азии и на Алтае впервые в мировой практике стали важнейшей частью гляциологических исследований. Они проводились одновременно с гляциометеорологическими наблюдениями (особенно важны теплобалансовые исследования в Средней Азии [155]) и измерениями таяния, но не были связаны в единую гляциогидроклиматологическую систему из-за отсутствия измерений аккумуляции и замыкания балансовых составляющих на ледниках и в бассейнах. Главным результатом этих работ было выделение типа режима рек с ледниковым питанием.

В первое послевоенное десятилетие были заложены основы советской гляциологической школы. Этому способствовали организация комплексных стационарных гляциогидрометеорологических работ в масштабе целых ледниковых бассейнов, доказавших существенную роль стока из областей питания, разработка методов расчета ледникового стока в масштабе оледенения целых горных стран [45, 282, 291], формулировка задач гляциогидроклиматологии как науки [245], создание учения о зонах льдообразования [285], связавшего строение ледников с климатическими условиями их существования и показавшего зависимость ледникового стока от этого строения, разработка методов искусственного регулирования режима ледников [1]. Для советской гляциологической школы характерно большое внимание к гляциогидроклиматологии, обусловленное, с одной стороны, практическими нуждами (ирригация Средней Азии), а с другой — высоким уровнем развития в нашей стране собственно гидрометеорологической науки.

За рубежом в первые послевоенные десятилетия также развивались стационарные гляциологические исследования в отдельных ледниковых бассейнах Скандинавии, Северной Америки и Альп. Однако оценки массообмена ледников в масштабах крупных регионов там отсутствуют до сих пор, а гляциогидрологические исследования приобрели большое значение лишь в период Международного гидрологического десятилетия. Прежде они носили характер лишь отдельных разработок, главным образом в Альпах.

Решительным шагом вперед в развитии региональной и общей гляциогидроклиматологии явилось участие гляциологов в программе Международного геофизического года (МГГ) в 1957—1959 гг. По этой программе были организованы комплексные гляциологические работы на базе станций в СССР, Альпах, Северной Америке, Северной Атлантике, тропических районах Африки и в Антарктиде. Неохваченными остались Центральная Азия и Южная Америка. Тем большее значение имели работы в советской Средней Азии и на Алтае. Особенностями этих исследований явились, во-первых, их круглогодичность, что обеспечило надежные сведения об аккумуляции на ледниках, и, во-вторых, стремление к охвату измерениями ледников в целом, т. е. обеспечение работ на условно выделенном нами третьем уровне. Это повлекло организацию баз в фирновых областях не только полярных (например, Купол Чюрлёниса на Земле Франца-Иосифа), но и высокогорных районов (например, станция Ледник Витковского на высоте около 5000 м на леднике Федченко). В-третьих, особое внимание было уделено изучению массообмена, так как основная цель гляциологических исследований была определена как «изучение процессов накопления, преобразования и расхода льда на данной поверхности в зависимости от теплового баланса, а также изучение роли льдов в круговороте воды на нашей планете» [3]. Из четырех важнейших проблем, подлежащих изучению, организатор и научный руководитель этих работ Г. А. Авсюк выделил две первоочередные: взаимодействие оледенения и климата и современное состояние оледенения.

Важнейшим итогом этих работ для гляциогидроклиматологии явилось, на наш взгляд, следующее: 1) установлен факт приблизительного соответствия всех без исключений современных ледников современному местному климату, отсутствия «реликтовых» оледенений. Этот вывод, в частности, явился теоретическим обоснованием использования ледников в качестве индикаторов климатических и гидрологических условий; 2) установлена высокая интенсивность массообмена в ледниках даже таких континентальных районов, как Центральный Памир, Тянь-Шань, Алтай и Сунтар-Хаята, что свидетельствует о существенном несовпадении ледниковых климатов и вообще климата ледниковой зоны с фоновым (региональным) климатом и обосновывает выделение его в качестве самостоятельного типа климатов [133, 139]; 3) выявлены характер связи эволюции ледников и изменений их массообмена с изменениями общей циркуляции атмосферы [18, 111, 142] и связь пространственных различий в режиме ледников и их морфологии с этой циркуляцией [33, 142]; 4) выявлена возможность расчета составляющих баланса массы ледников в целом, прежде всего абляции, по данным метеорологических станций, что позволило удлинить ряды наблюдений за балансом масс ледников и установить климатические нормы интенсивности массообмена [192—194]; 5) исследованы факторы, определяющие тепловой баланс поверхности горных [51] и полярных [192] ледников, и выявлена зависимость структуры теплового баланса от температуры воздуха и континентальности климата [5]; 6) для всех исследованных ледников на основании полевых измерений построены непрерывные «поля» аккумуляции и абляции.

Общая формулировка понятия гляциологических полей, наряду с метеорологическими и гидрологическими, дана в работах П. А. Шумского (например, [283]). В настоящей работе оно развивается в представление о полях характеристик ледниковых систем. Концентрация работ на отдельных ледниках как целостных объектах обусловила малое внимание в работах по МГГ к изучению и характеристике целых ледниковых систем. При подготовке обобщений характеристика режима систем в целом проводилась

«эталонным» методом — перенесением данных, полученных на детально изученных единичных ледниках, на всю систему в целом [192, 193].

В первую половину 60-х годов внимание гляциологов сосредоточивалось на обработке материалов МГГ, полевых экспериментах по проблемам, возникшим в период МГГ (например, выхолаживание воздуха над ледниками [257]; метелевый перенос снега [136]), инженерно-гляциологической проблеме регулирования режима ледников [207], проблеме репрезентативности объектов детальных исследований периода МГГ.

1.3. Гляциогидроклиматология в программах МГД

Сбору информации о ледниковых системах в целом посвящена начатая с 1965 г. новая гляциологическая программа, включенная в программу Международного гидрологического десятилетия (МГД) — программа каталогизации ледников. Каталоги ледников содержат следующую информацию о каждом из ледников площадью 0,1 км² и больше [222]: название, положение по отношению к гидрографической сети, морфологический тип (нами выделено в целях унификации 27 типов с указанием принадлежности к комплексам), общая экспозиция (8 румбов), наибольшая длина всего ледника и его открытой части, площадь всего ледника и открытой его части, высота низшей точки ледника, низшей точки открытой части и высшей точки ледника, высота фирновой линии с указанием способа и даты ее определения, площадь области абляции целиком и отдельно открытой части, иногда указывается объем ледника. Для речных бассейнов в целом указываются общее число и площадь ледников, в том числе отдельно ледников с площадью меньше 0,1 км². Как покажем далее, эти простейшие сведения, имеющиеся для многих тысяч ледников, позволяют дать более полные характеристки режима ледниковых систем в целом, чем детальные измерения на отдельных ледниках. Без осуществления программы каталогизации ледников настоящая работа была бы невозможной.

Другая программа МГД, связанная с исследованиями массообмена ледников,— совместные исследования балансов тепла, льда и воды в репрезентативных горно-ледниковых бассейнах. Она так же, как и программа МГГ, концентрируется на детальных исследованиях в отдельных бассейнах. Для выявления глобальных закономерностей были отобраны бассейны, образующие вместе широтные (около 67 и 45° с. ш.) и меридиональную (Кордильеры — Анды) цепи.Однако глобальные обобщения результатов по отдельным бассейнам затруднены пропуском регионального уровня исследований, так как различия внутри регионов, представленных единичными бассейнами, не уступают глобальным различиям. В настоящей книге предпринята попытка заполнения этого пропуска для территории СССР. Особенность программы — включение в нее не только ледников, но и ледниковых бассейнов как области формирования стока, измеренного на гидростворах под ледниками, переключение основного внимания с гляциоклиматологических на гляциогидрологические проблемы и продолжение наблюдений в течение длительного ряда лет. Большая продолжительность наблюдений необходима, во-первых, потому, что режим ледников существенно меняется в зависимости от изменений климата и вследствие собственных колебаний, и, во-вторых, что некоторые циклы влагооборота в ледниках продолжаются ряд лет.

Целью программы является вскрытие механизма формирования стока с ледниковых бассейнов, выяснение причин изменений этого механизма и установление закономерностей изменения величины ледникового стока и его колебаний по территории планеты.

Основные итоги работ по этой программе к настоящему времени представляются в следующем виде.

Выявлена практически одинаковая многолетняя изменчивость абляции и аккумуляции, а следовательно, одинаковая их роль в колебаниях баланса массы и размера ледников, а также величин ледникового стока [77, 180]. Показана существенная роль в формировании стока неледниковой части бассейна [165, 166] и, следовательно, не слишком большая концентрация снега на ледниках, что позволяет использовать оценки аккумуляции на них для суждения об осадках.

Показано подобие полей аккумуляции и абляции от года к году и хорошее соответствие аккумуляции и абляции на границе питания средним по леднику их величинам, что создает перспективы расчета составляющих баланса льда и воды по космическим снимкам.

Впервые детально изучены процессы формирования стока из фирновых областей [236], разработаны методы расчета потерь стока на внутреннее питание (льдообразование в толще фирна) [16], прямыми измерениями доказана большая роль фирнового стока в суммарном стоке [174, 308], получены первые представления о сети каналов в толще ледника. Установлен вид зависимости среднего времени добегания воды с ледников от их размеров, разработаны и применены однообъемные линейные модели расчета трансформации абляции в ледниковый сток [76], намечены пути создания более сложных моделей. Показано существенное влияние резких изменений движения ледников на их гидрологический режим как от года к году, так и за короткие периоды (быстрые осушки воды в фирновой толще ледника Марух [236]).

Впервые получены многолетние ряды теплового баланса ледников, оценена изменчивость его составляющих и предложены методы продления этих рядов по данным метеорологических станций [49]. Показана громадная роль аномальных лет с сильной абляцией в формировании многолетнего режима ледников (1974 год на Алтае [249]). Резкие аномалии баланса массы в отдельные годы могут перекрывать малые аномалии противоположного знака в течение ряда лет. Неучет аномальных лет

может привести к ошибочным представлениям о нормах составляющих баланса воды и льда и о направлении эволюции ледников.

После завершения этой программы наблюдения за балансом массы ледников во всех перечисленных бассейнах продолжаются по программе наблюдений за колебаниями ледников, также включенной в МГД и следующую за ним Международную гидрологическую программу (МГП). По программе колебаний ледников, начиная с 1962 г., проводились наблюдения за составляющими баланса массы и ряда других ледников, однако они не были унифицированными и полнота их была различной. На ледниках Кавказа, Памира, Джунгарского Алатау, Камчатки, Алтая неоднократно изучался массообмен отдельных ледников или участков с целью региональных характеристик соответствующих ледниковых систем. Наконец, массообмен ледников изучался и при решении инженерно-гляциологических задач — искусственного усиления таяния (на леднике Орто-Тер), прогноза новой подвижки ледника Медвежьего с учетом скорости его абляции, прогноза возможного прорыва воды из ледника Колка после его быстрой подвижки.

1.4. Современное состояние гляциогидроклиматологии и изученность массообмена ледников на территории СССР

В настоящее время проблемы общей гляциогидроклиматологии на уровне отдельных ледников разработаны достаточно хорошо. Проблемам водно-ледового баланса горноледниковых бассейнов и гидрологии ледников посвящены обобщающие монографии В. Г. Ходакова [255] и Г. Н. Голубева [76], содержащие рекомендации к расчету всех составляющих баланса и характеризующие основные процессы в ледниках. Сформулированы и намечены пути решения основной проблемы гляциоклиматологии — взаимодействия ледников с атмосферой [51, 139, 245, 305 и др.]. Дальнейшее развитие исследований на уровне ледников и их частей требует решений специальных вопросов — турбулентного обмена ледников влагой и теплом с атмосферой, динамики воды внутри ледника и т. д.

Совсем иначе обстоит дело с работами, посвященными общим проблемам гляциогидроклиматологии и массообмену крупных ледниковых систем. Специально они почти не рассматривались, лишь некоторые проблемы затронуты в обзорах [5, 139, 245] и региональных работах. В глобальном масштабе рассматривались проблемы хионосферы, что привело к конкретизации представлений о ней и месте оледенения в глобальных природных системах.

Гляциогидроклиматология занимается собственным кругом проблем и разрабатывает собственные, отличные от общей гидроклиматологии методы. Важнейшим из них является использование системы гляциогидроклиматических показателей (высота границы питания, температурный коэффициент таяния и т. д.). Это выдвигает задачу разработки методов измерения, определения и интерполяции во времени и в пространстве (картирование) этих показателей. Решению указанной задачи, необходимой для оценки массообмена в ледниковых системах СССР, посвящена первая часть нашей работы.

Историческое направление гляциогидроклиматологии сейчас лишь намечается. Применяемые методы пока состоят в актуалистическом перенесении современных эмпирических законов на древние ледники с иной морфологией.

Инженерное направление, связанное прежде всего с построением моделей речного стока, интенсивно развивается в Среднеазиатском региональном научно-исследовательском институте (работы Ю. М. Денисова и др.). Существенный вклад в этом направлении сделан в упомянутых выше монографиях В. Г. Ходакова и Г. Н. Голубева. Мы уже упоминали также работы по прогнозу прорывов воды в результате подвижек ледников и по искусственному регулированию их режима. Инженерные модели для расчета стока с ледниковых систем все еще отсутствуют.

Работы регионального направления наиболее многочисленны. Они основаны на полевых наблюдениях на различных ледниках. На основании данных Каталога ледников СССР [123] и ежегодных отчетов Секции гляциологии нами составлена сводка таких наблюдений, выполненных в СССР за всю историю гляциологических исследований. При этом по степени детальности наблюдения разделены на три класса: первый (полный) — полный цикл наблюдений, включающий измерения основных составляющих баланса массы всей поверхности ледников, метеорологические измерения на ледниках или вблизи них и измерения стока с ледников; второй (частичный) — комплексные измерения ряда составляющих, не охватывающие, однако, всей поверхности ледников, так что построение полей составляющих баланса массы требует косвенных расчетов; третий (отрывочный) — отдельные виды измерений составляющих массообмена на ограниченных участках, являющихся показателями состояния ледников, но не дающих их суммарных характеристик.

Оказалось, что за последние 20 лет интенсивных гляциологических исследований полные измерения охватывают лишь $^1/_{200}$ площади оледенения, частичные около $^1/_{25}$, отрывочные около $^1/_6$. Значит, для отрывочного ознакомления с режимом всех ледников понадобится при том же темпе еще около 160 лет, для частичного его изучения около 500 лет, а для полного изучения около 4000 лет. За эти промежутки времени временные различия могут превысить пространственные. Следовательно, в настоящее время характеристика целых ледниковых систем должна опираться не на прямые измерения, а на косвенные расчеты. Прямые измерения должны использоваться лишь для получения расчетных зависимостей и контроля результатов расчета. Такая попытка и предпринимается в настоящей работе.

Недостаток прямых измерений вместе с отсутствием косвенных методов расчета, применяемых к целым ледниковым системам,

привел к крайнему недостатку работ, посвященных массообмену ледниковых систем в целом. Вычисление такого массообмена и построение полей его составляющих путем интерполяции данных измерений и типизации участков оказалось возможным для континентальных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии [132, 300], где составляющие массообмена сравнительно медленно меняются и поля характеристик ледниковых систем совпадают с полями характеристик ледников.

Попытки расчета составляющих массообмена для меньших, но состоящих из многих элементов ледниковых систем полярных островов на основе обобщения данных по эталонным ледникам были выполнены нами для Земли Франца-Иосифа [192] и О. П. Чижовым для Новой Земли [193], а затем и для Северной Земли с о. Ушакова [274]. Однако в этих расчетах, также как и в оценках В. Л. Шульцем [282] ледникового стока Средней Азии, отсутствует характеристика распределения интенсивности массообмена в пределах каждой из систем. В работах [45, 263] выполнены оценки ледникового стока для оледенения Кавказа в целом и по отдельным речным бассейнам. Еще раньше эта работа сделана О. П. Щегловой [291] для Средней Азии. Но все эти исследования не дают картины распределения массообмена в пределах каждого из бассейнов.

Разработка и реализация метода целостной гляциогидроклиматической характеристики крупных ледниковых систем и выведение некоторых общих законов пространственной изменчивости их массообмена мы считаем главной целью и результатом предлагаемой работы, посвященной региональным проблемам гляциогидроклиматологии ледниковых систем. Следует отметить неразработанность проблем на уровне ледниковых систем также в историческом и инженерном аспектах. Однако подойти к их решению можно лишь на опыте региональных исследований.

1.5. Выводы

1. Гляциологию как географическую дисциплину следует считать наукой о гляциальных системах — природных системах географического масштаба, доминирующим компонентом которых являются природные льды. Гляциология слагается из разделов и направлений, различающихся не только характером изучаемых законов и типами исследуемых процессов, но также и типами и уровнями изучаемых гляциальных систем.

2. Проблема целостной характеристики массообмена оледенения на территории СССР не может быть решена исследованиями на уровне отдельных ледников. Она является одной из проблем формирующегося нового направления — учения о ледниковых системах, а именно той его части, которая может быть названа гляциогидроклиматологией ледниковых систем.

3. Изучение ледниковых систем имеет собственные задачи, методы и оптимальную степень детальности исследования, отличные от задач, методов и детальности изучения отдельных ледников.

4. Отдельные задачи как общей, так и региональной частей гляциоклиматологии ледниковых систем разрабатывались на протяжении развития гляциологии. Однако материал, необходимый для законченного решения ее крупных проблем, собран лишь в последиие десятилетия в ходе осуществления гляциологических программ Международного геофизического года и Международного гидрологического десятилетия, в особенности в результате завершающейся каталогизации ледников СССР. Этот материал лежит в основе предлагаемой работы.

Глава 2

Влияние ледников на климат

Недостаточная изученность массообмена ледников определяет необходимость расчета его составляющих по метеорологическим характеристикам и полям. Эти расчеты возможны лишь в том случае, когда климат ледников управляется фоновым климатом и обратная связь — воздействие ледников на климат — достаточно слаба или может быть учтена. В ином случае ледники создают свой собственный климат, который может быть изучен только на них самих; то же условие необходимо и для решения противоположной задачи — использования ледников как индикаторов регионального климата и стока. Поэтому оценка степени воздействия ледников на климат должна предварять наши дальнейшие исследования. Эта проблема сколько-нибудь систематически до сих пор не рассматривалась, несмотря на частые упоминания о таком воздействии.

2.1. Влияние формы ледников на климат

Особенно малое внимание уделяется до сих пор тем изменениям климата, которые вызывают ледники своим объемом. Между тем масштаб этих изменений не уступает, а возможно, и превышает масштаб изменений за счет особенностей ледниковой подстилающей поверхности.

Прежде всего ледники, если они вырастают на месте ровных плато или котловин, образуют новые препятствия на пути распространения возмущений (циклонов и антициклонов) в барическом поле атмосферы. Грубая оценка роли таких препятствий может быть сделана на основании формулы для расчета длины l волновой тени за препятствием:

$$l = \frac{d^2}{\lambda}, \qquad (2.1)$$

где d — протяженность препятствия поперек пути распространения волн, λ — длина волны. За длину волны может быть принят характерный диаметр циклона — около 1000 км.

Размеры ледникового покрова Гренландии в направлении, поперечном распространению волн, достигают 2000 км, Новой Земли — 400 км, отдельных покровов Земли Франца-Иосифа — лишь около 50 км. Согласно формуле (2.1), волновая тень за этими препятствиями затухает соответственно через 4000, 160 и 2,5 км. Следовательно, гренландский ледниковый покров оказывает влияние на циркуляцию атмосферы не только непосредственно над ним, но и во всем атлантико-евразийском секторе Арктики вплоть до Северной Земли. С этим прекрасно согласуется существование «исландско-карской» барической ложбины на картах среднего давления, играющей решающую роль в питании ледниковых систем этого сектора Арктики [142]. Именно вдоль края волновой тени за Гренландским щитом концентрируются пути циклонов, обусловливающих существование этой ложбины.

Сходные результаты получил Ш. А. Мусаелян [184]. Он выполнил расчет возмущения, вносимого Гренландией в западный воздушный поток, и получил две волны за Гренландией длиной по 7000 км. Соответственно две ложбины и два гребня имели длину около 3500 км каждая. Первая, орографически обусловленная ложбина длиной 3500—4000 км находится в его модели на востоке от Гренландии, способствуя там интенсификации циклонической деятельности, выпадению осадков и питанию ледников.

О влиянии форм рельефа с характерными размерами порядка 1000 км можно судить, например, по путям вторжения наиболее мощных циклонов в Антарктиду. Их пути связаны с понижениями шельфовых ледников Росса, Фильхнера и других, в том числе в долине МГГ, открытой в свое время метеорологами, судившими о существовании ложбины по путям циклонов [57].

Волновая тень за новоземельским ледниковым покровом соизмерима с диаметром образуемого им вала, много меньшим диаметра циклонов. Следовательно, этот вал не может отклонить их пути, хотя и способствует некоторой задержке перед собой, отражающейся сгущением изобар на месячных картах.

Ледники Земли Франца-Иосифа практически не образуют волновой тени, и архипелаг беспрепятственно преодолевается циклонами, что хорошо согласуется с рисунками изобар на картах среднего давления, не испытывающих никакого возмущения над архипелагом. Очевидно, что это еще в большей степени относится к меньшим, в том числе горным, ледникам.

Собственный климат ледников также в значительной степени зависит от их толщины и формы. Действительно, при мощности ледникового щита 2000—3000 м и вертикальных температурных градиентах порядка 5—7 °С на 1000 м температура поверхности за счет ее поднятия вместе с ледником снижается на 10—20 °С.

Саморазвитие ледников за счет их толщины может обгонять их саморазвитие за счет высокого альбедо. Очевидно, подъем ледниковой поверхности приводит к вторжению ледников в облака, а вдоль относительно крутых склонов ледников выше слоя нисходящего ледникового ветра появляются восходящие токи, вызывающие облачность и осадки. Зато в плоских внутренних частях больших покровов и облачность, и осадки уменьшаются. Следовательно, на первых порах роста ледников условия увлажнения обеспечивают положительные, а с дальнейшим их ростом отрицательные обратные связи, по-видимому, играющие важную роль в ограничении расширения ледниковых покровов. Для горных ледников фактор формы менее важен, так как, во-первых, для длительных периодов прирост их толщины может компенсироваться экзарацией ложа, а во-вторых, оставаясь между бортами долин, ледники влияют на климатические условия внутри долины больше характером своей поверхности, чем формой.

2.2. Влияние альбедо ледников на радиационный баланс атмосферы

Постоянной особенностью ледниковой поверхности является высокое значение ее отражательной способности — альбедо. Характерные значения альбедо разных типов этой поверхности приведены во многих работах как для полярных, так и для горных ледников. Для каждого из этих типов ледников данные разных авторов близки между собой. Так, на ледниковых покровах Земли Франца-Иосифа, по В. А. Маркину [175], альбедо (%) следующее:

Свежевыпавший снег	85—90	Кора таяния	60—65
Уплотненный сухой снег	80—85	Влажный фирн	35—45
Тающий снежный покров	70	Тающий лед	35—40

Сходные цифры приводят Ф. Шейбнер и В. Марингер [324] для ледника Зоннблик в Альпах:

Свежий снег	80	Грязный фирн	25
Влажный снег	60	Чистый лед	38
Грязный снег	45	Слегка грязный лед	26
Чистый фирн	52	Грязный лед	18
Слегка грязный фирн	40		

Как видно, характеристики фирна и снега одинаковы для ледников Арктики и гор умеренного пояса. Альбедо льда горных ледников умеренного пояса меньше, чем у покровных ледников арктического в связи с его большим загрязнением. В отдельных случаях наблюдается и крайне низкое альбедо фирна в горах. По нашим наблюдениям, на леднике Гергети, загрязненном пылью выветривающихся вулканических пород со склонов Казбека, альбедо фирна в августе понижается до 29 % [241].

Изменение альбедо в течение года определяется сочетанием перечисленных типов поверхностей. Оно увеличивается в конце периода аккумуляции и уменьшается в конце периода абляции (табл. 1).

Таблица 1

Среднемесячное альбедо (%) на покровных и горных ледниках за период МГГ (1958—1959 гг.)

Область ледника	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Область питания ледникового покрова (о. Гукера, купол Чюрлёниса) [175]	—	—	84	86	84	84	64	79	84	85	—	—	81
Область питания горного ледника умеренных широт (ст. Туюксу-3) [191]	78	82	80	82	80	75	71	66	64	72	80	82	76
Область абляции того же ледника (ст. Туюксу-2) [191]	78	79	80	78	78	71	55	41	47	68	78	79	69

Различия в таянии между областями питания и абляции ледников обусловлены не только и даже не столько различиями в приходе тепла к их поверхности, сколько различиями в поглощении тепла из-за разного альбедо. Небольшая разница в приходе тепла усиливается вызываемой ею разницей в альбедо. Возникает неустойчивое состояние, приводящее к появлению уступа на высотной кривой таяния, увеличивающегося к концу сезона абляции. Это резкое изменение таяния замедляет движение вверх границы сезонного снега во второй половине сезона абляции, что позволяет использовать для определения границы питания измерения границы сезонного снега за относительно долгий срок до достижения ею максимальной высоты.

Для оценки влияния ледников на поглощение коротковолновой радиации земной поверхностью, а также на радиационный баланс атмосферы и альбедо системы Земля—атмосфера, т. е. на потери коротковолновой радиации в мировое пространство, достаточно знать их альбедо, долю радиации, приходящей через облачность и с ясного неба, прозрачность атмосферы вне облаков, поглощение в облаках и альбедо облаков.

Такие расчеты были предприняты для четырех типов оледенения: континентальных ледниковых покровов, островных ледниковых покровов, фирновых бассейнов и языков горных ледников. Альбедо, прозрачность и доля радиации с безоблачного неба для

континентальных покровов были оценены на основании данных наблюдений на внутриконтинентальных станциях в Антарктиде [224]. Альбедо для остальных типов оценено на основании данных табл. 1. Коэффициент прозрачности приведен к массе атмосферы 2 и для островных покровов определен, так же как и доля радиации с ясного неба, отражающая общеклиматические условия, на основании данных наблюдений на ледниках Земли Франца-Иосифа [192]. Для горных районов коэффициент прозрачности принят по данным наблюдений на Кавказе [51].

Принято, что ослабление радиации в атмосфере выше и ниже облаков одинаково и обусловлено в равной мере рассеянием (поровну вверх и вниз) и поглощением [254]. Доля радиации с ясного неба для фирновых областей ледников определена по данным наблюдений на ст. Ледник Витковского, расположенной на леднике Федченко [168], для языков — по данным с ледника Туюксу [75]. Так как характерная мощность облаков на Земле Франца-Иосифа составляет 400—500 м, а над континентальными ледниковыми покровами — 200—300 м, поглощение радиационного тепла в облаках принято, согласно [254], равным 0,07 для островных покровов и языков горных ледников и 0,04 для континентальных покровов и фирновых бассейнов в горах. Альбедо как верхней, так и нижней поверхности облаков принято равным, с учетом мощности облака, 0,60 для островных покровов и горных ледниковых языков и 0,50 для континентальных покровов и фирновых бассейнов; альбедо свободной от льда и растительности суши принято равным 0,20, а моря — 0,10. Далее считается, что облачность оставалась неизменной во время оледенения и в безледных условиях. Для безледных условий на месте покровных ледников осреднены результаты расчета над морем и сушей. Принятые в расчете допущения сведены в табл. 2. Основные результаты расчета приведены в табл. 3.

Таблица 2

Характерные условия радиационного климата для различных типов оледенения

Тип оледенения	Альбедо	Коэффициент прозрачности при массе 2	Доля радиации с ясного неба	Альбедо облаков	Поглощение в облаках
Континентальные покровы	0,85	0,90	0,85	0,50	0,04
Островные покровы	0,80	0,80	0,35	0,60	0,07
Фирновые бассейны	0,70	0,90	0,85	0,50	0,04
Ледниковые языки	0,50	0,80	0,60	0,60	0,07

Расчет показывает некоторое увеличение суммарной радиации над ледниками за счет вторичного отражения от облаков. Это

Таблица 3

Влияние оледенения на радиационный климат

Тип оледенения	Безледные условия (вдали от ледников)			Ледниковые условия (над ледниками)			Изменение радиационного климата за счет оледенения, %				
	Q_1	$Q_{п1}$	R_1 или $A_1=\frac{R_1}{Q_0}$	Q_2	$Q_{п2}$	R_2 или $A_2=\frac{R_2}{Q_0}$	$\frac{Q_2-Q_1}{Q_1}$	$\frac{Q_{п2}}{Q_{п1}}$	$\frac{A_2-A_1}{A_1}$	$\frac{R_2-R_1}{Q_2}$	$\frac{R_2-R_1}{Q_0}$
Континентальные покровы	79	68	0,21	88	13	0,75	11	19	257	61	54
Островные покровы	42	36	0,48	59	11	0,64	40	31	33	27	16
Фирновые бассейны	80	64	0,29	87	26	0,62	9	41	114	38	33
Ледниковые языки	53	43	0,41	59	29	0,50	11	67	22	15	9

Примечание. Q_1, Q_2 — суммарная радиация; $Q_{п1}$, $Q_{п2}$ — поглощенная радиация; Q_0 — коротковолновая радиация на верхней границе атмосферы, принята за 100; R_1, R_2 — отраженная в космос радиация; $A_1=R_1/Q_0$, $A_2=R_2/Q_0$ — альбедо системы Земля—атмосфера.

увеличение значительно на островных ледниковых покровах с большой облачностью и высоким альбедо. Прямые измерения суммарной радиации на Земле Франца-Иосифа показали, что на ледниковом куполе Чюрлёниса за счет вторичного отражения суммарная радиация оказалась летом на 20 % больше, чем над почти безледным о. Хейса [175]. Совпадение с данными табл. 3 указывает на обоснованность принятых в расчете допущений. Несмотря на это увеличение, поглощенная радиация уменьшается всюду, кроме ледниковых языков, в несколько раз. По степени воздействия на радиационный климат на первом месте оказываются континентальные покровы, за ними следуют фирновые бассейны. Альбедо системы Земля—атмосфера возрастает над ними соответственно в 3,5 и 2 раза. В космос уходит дополнительно около половины поступающей на них радиации. Эффект островных ледников и языков намного меньше. Последние имеют невысокое альбедо, а первые постоянно окутаны облаками с альбедо, близким к ледниковому.

Вообще из расчетов очевидна ведущая роль облаков в перераспределении радиационного тепла. Поэтому, по-видимому, косвенное воздействие ледниковых покровов на радиационный климат через изменение облачных систем не только над ними, но и в зоне их влияния может оказаться еще более существенным, чем прямое воздействие. Однако количественная его оценка сейчас вряд ли возможна.

Часть отраженной радиации, остающаяся в атмосфере, затрачивается на нагрев воздуха, паров воды и облаков, в том числе насыщенного влагой воздуха вблизи поверхности ледников. Радиационному нагреву этого слоя снизу и сверху некоторые авторы [311, 314] приписывают резкое возрастание температуры воздуха вблизи ледника, особенно в тех случаях, когда отмечается максимум этой температуры на высотах от 0,2 до 0,7 м.

2.3. Влияние таяния на поверхности ледников на стратификацию воздуха и длинноволновый теплообмен

Второй важнейшей особенностью ледниковой подстилающей поверхности является невозможность повышения ее температуры вне моренного покрова выше 0 °С. Этим обусловливаются не имеющие аналогий на других поверхностях [265] глубокие инверсии при положительных температурах воздуха, достигающие порядка 10 °С на 1 м.

Высокий коэффициент излучения снега приводит к тому, что и в зимнее время при отрицательных температурах поверхность ледника остается холоднее воздуха, и турбулентный поток тепла почти круглый год, в отличие от неледниковой суши, направлен от воздуха к подстилающей поверхности. Исключение представляют переходные месяцы, когда поверхность еще не нагрета до 0 °С, а нагрев уже велик.

Нулевые температуры поверхности в среднем появляются при температурах воздуха порядка 0,5—1,0 °С. Но даже при высоких температурах воздуха таяние не идет круглосуточно. Ему препятствуют радиационное выхолаживание и испарение. Специальные наблюдения за продолжительностью таяния на ледниках Памира [161] показали, что таяние там начинается при среднесуточной температуре около —10 °С, но лишь при среднесуточной температуре около 15 °С идет круглосуточно.

На Кавказе, где конденсация преобладает над испарением, облачность больше, а высота ледников и, следовательно, эффективное излучение меньше, круглосуточное таяние наступает при гораздо более низких температурах. Можно сослаться, например, на наши наблюдения на леднике Кельбаши на высоте 3600 м, где с 26 по 30 июля 1966 г. каждую ночь (между 19 и 7 ч) таяло от 10 до 25 мм льда при среднесуточных температурах 6—10 °С.

При еще более низких среднесуточных температурах (2—3 °С) круглосуточно тает лед в Арктике в условиях полярного дня. По нашим наблюдениям на куполе Чюрлёниса летом 1958 г., в дни с преобладанием абляции при средней скорости снижения поверхности за сутки 1,4 мм/ч, в ночные часы (между 1 и 7) эта скорость даже вырастала до 1,9 мм/ч из-за ослабления внутриледного таяния.

Таяние ограничивает вместе с температурой поверхности и ее длинноволновое излучение, равное при 0 °С 28 400 кДж/(м²·сут). Это приводит иногда к очень редкому в других местах положи-

тельному балансу длинноволнового излучения, превращающегося в дополнительный источник тепла для абляции льда и снега. На ледниковом куполе Чюрлёниса (Земля Франца-Иосифа) эффективное излучение, по подсчетам В. А. Маркина [192], полностью уравновешивалось противоизлучением атмосферы.

На горных ледниках эффективное излучение сильнее. За светлое время суток летом оно обычно составляет около 80,0 кДж/(м²·сут), а в отдельные пентады длинноволновый баланс положителен [48, 241]. Но в темное время радиационное излучение близко к нулю лишь в пасмурную погоду, в ясную же составляет $2 \cdot 10^3$—$3 \cdot 10^3$ кДж/м² за ночь. В результате, например, на Марухском леднике в среднем за сезон абляции 1967, 1968 и 1969 гг. с учетом повторяемости типов погоды среднее эффективное излучение составило около 2500 кДж/(м²·сут) и уменьшило таяние приблизительно на 25 %.

2.4. Трансформация воздуха над ледниками и ледниковый ветер

Глубокие температурные инверсии приводят к охлаждению воздуха над ледниками в летние, а в меньшей степени и в зимние месяцы. Опыт термодинамических расчетов трансформации воздуха над ледниками почти отсутствует. Для небольших ледников и снежников они основаны на решении уравнения теплопередачи [257].

Однако для всех более крупных ледников, составляющих по площади подавляющую часть ледниковых систем, такой расчет не может быть выполнен без рассмотрения уравнений движения. Действительно, на всех сколько-нибудь значительных ледниках постоянно наблюдаются ледниковые ветры, обусловленные гравитационным стоком холодного воздуха. Адвективный перенос холода ветром, в особенности на горных ледниках, коренным образом меняет картину симметричной «холодной подушки» над ледником, следующую из расчета для постоянного потока над холодным пятном. На ледниковых куполах с растеканием холодного воздуха из центра симметричность может сохраняться.

Совместное решение уравнений неразрывности, движения и притока тепла для потоков воздуха над ледниками в двухмерной постановке без учета сложного трехмерного рельефа гор [187] и при введении ряда других допущений показало, что над ледниками РГО (длина 24,2 км) и даже ИМАТ (длина 4,2 км) не только при горных, но и при долинных, направленных вверх по леднику ветрах скоростью 5 м/с и даже 10 м/с возникает противоположный по направлению приледниковый стоковый ветер. На еще меньшем леднике Баркрак (длина 2,8 км) ледниковый ветер сохранялся в расчетах при скоростях долинного ветра до 5 м/с.

Особенностью ледниковых ветров является их малая вертикальная мощность и низкое положение максимума скорости. Максимум скорости горных склоновых ветров, по Прандтлю, должен находиться на высоте, составляющей $^1/_4$—$^1/_5$ часть мощности их потока. В стоковых катабатических потоках, в том числе ледниковых[1], это максимум находится еще ближе к поверхности [59], нередко в двухметровом слое, охватываемом стандартными градиентными наблюдениями [88, 306, 311, 314]. С этим максимумом совпадает резкий скачок температуры воздуха — термоклин, отделяющий особо холодную пленку в непосредственной близости к леднику от остального потока ледникового ветра. В этом случае решительно неприменимы допущения, лежащие в основе всех известных методов расчета турбулентных потоков тепла и влаги по градиентным наблюдениям. В слое термоклина турбулентность гасится, а ниже его происходит интенсивная трансформация — выхолаживание и иссушение воздуха, на которую мы указывали ранее [148]. Подобные профили в приледниковом слое возникают при достаточно глубоких инверсиях, когда число Ричардсона оказывается меньшим 0,25 [306].

При слабых ветрах скорость ледникового ветра возрастает с увеличением глубины инверсии до некоторого предела [231]. При дальнейшем росте скорости ветра приледниковая инверсия им разрушается и связь меняет знак. Критическая скорость ветра, при которой ветер уже не зависит от глубины инверсии, увеличивается с размерами ледников. Судя по наблюдениям В. И. Слуцкого, она равнялась на леднике Малый Актру 2—3 м/с, на Большом Актру 3—4 м/с, а на леднике Гергети [178] 4—5 м/с. На Алечском леднике с ростом глубины инверсии скорость ветра увеличивается до 6 м/с и более [312]. Над Антарктидой приледниковые инверсии сохраняются при ураганных ветрах [224].

Выхоложенный воздух, скатываясь по леднику, адиабатически нагревается. Однако этому нагреву препятствует охлаждение над поверхностью ледника вследствие турбулентного теплообмена, что приводит к уменьшению температурного градиента вдоль ледника. Резкое потепление происходит либо при переходе с ледника на нагретую каменную поверхность, либо с иссяканием ледникового ветра в пределах ледника или несколько ниже его.

Пленки сверххолодного воздуха, скатываясь по леднику, деформируются в зависимости от формы не только макро-, но и мезо- и микрорельефа ледника. А. Х. Хргиан [265] отмечал дивергенцию потоков воздуха над Цейским ледником, обусловленную выпуклой формой его языка. М. В. Тронов во время маршрутов на алтайские ледники обнаружил «озера» холодного воздуха у концов ледников [206]. При подъеме на лоб ледникового языка отмечается повышение температуры по сравнению с зандровой равниной, ограниченной снизу конечной мореной. Такое же холодное озеро, возникающее в результате стока холод-

[1] Э. А. Бурман [31] относит горные ледниковые ветры к «реверсивным» на основании суточной периодичности в их скорости. Стоковый ветер в Антарктиде он называет «сильным катабатическим». Нам представляется бесспорным единая природа тех и других ветров — обусловленность разностью температур ледник—свободная атмосфера, направленность циркуляции, падение скорости с высотой, преобладание гравитационных сил.

ного воздуха, описано и на Полярном Урале [87]. По-видимому, о широком распространении этого явления свидетельствует и наблюдавшееся нами на Земле Франца-Иосифа, Кавказе и Тянь-Шане сохранение пятен снега на концах языков и у краев ледниковых куполов. Такие озера могут оказывать подпруживающий эффект на ледниковые ветры [59].

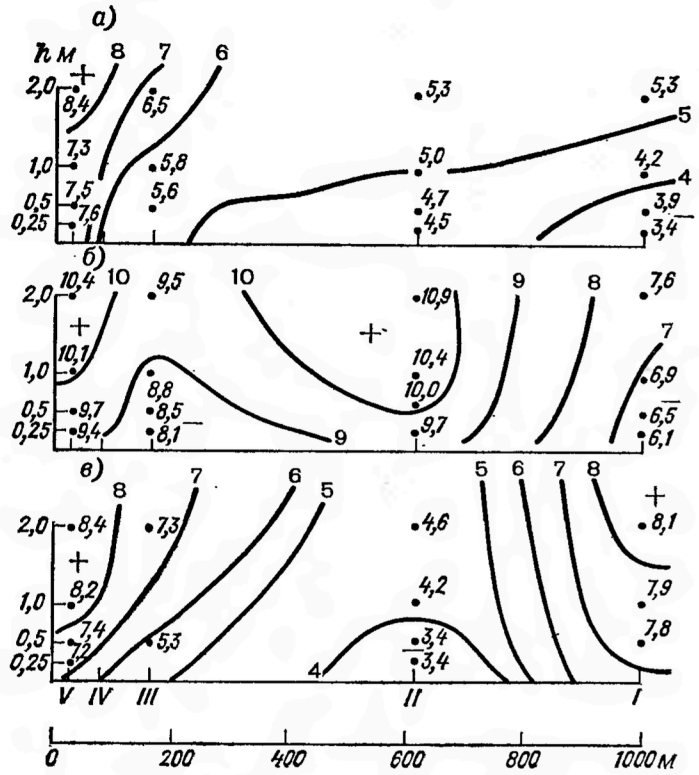


Рис. 1. Вертикальный разрез температуры воздуха (° С) в приледном слое по поперечнику через Марухский ледник.

а — холодное ядро в левой части ледника; *б* — два холодных ядра на поперечнике через ледник; *в* — холодное ядро на оси ледника; *I—V* — пункты наблюдения.

В фирновой области Марухского ледника на Кавказе обычно наблюдается поперечное распределение температуры воздуха (рис. 1), отличающееся от расчетного распределения над плоским снежником. Такой расчет предсказывает существование холодного ядра посредине снежника и потепление вверх и к краям. Нами по данным наблюдений Н. В. Давидович построено 126 вертикальных разрезов температуры воздуха над ледником. В 99 случаях холодное ядро располагалось в фирновой области не на оси ледника, а в левой его части (рис. 1 *а*), в глубине кара,

где ввиду малой скорости ветра воздух успевал сильнее охладиться. Аналогичное явление обнаружено Т. Я. Денисовой при проведении микрометеорологической съемки в фирновой области ледника Туюксу летом 1971 г. В 51 случае (41 %) на Марухском леднике отмечался вторичный минимум (рис. 1 *б*). В 12 случаях он был единственным, в остальных — дополнительным к основному в глубине кара. Этот минимум приходится на склон ледника, примыкающий к правой морене, и, вероятно, обусловлен скатыванием холодной пленки воздуха в ложбину между ледником и мореной. Действительно, вторичный минимум наблюдался, как правило, в ясную теплую погоду, когда глубина инверсии была наибольшей. Минимум температуры воздуха на оси ледника (рис. 1 *в*) отмечался лишь в 21 случае (17 %).

Соскальзывание холодного воздуха и развитие ледникового ветра облегчается еще одной особенностью ледниковой поверхности — малым коэффициентом шероховатости z_0. По наблюдениям А. П. Волошиной, этот параметр на льду долинных ледников Эльбруса колебался от 0,3 до 19 мм [51], а на фирне и снегу — от 0,3 до 10 мм. Другие авторы приводят еще меньшие значения. Так, Н. В. Давидович на льду ледника Гергети в 1969 г. получила 0,1 мм [88]. Б. Хольмгрен [306] определил для поверхности снега на склоне ледникового купола Девон z_0 в пределах 0,03—10 мм с наиболее частыми значениями 0,1—0,5 мм.

На Марухском леднике Л. С. Ворониной и П. А. Королевым выполнены параллельные измерения динамической (z_0) и «геометрической» шероховатости. Первая получалась экстраполяцией вниз данных 5-уровенных (до 12 см) наблюдений за ветром, вторая — измерением изрезанности микрорельефа в 150 точках на площадке около 1,5 м^2. За меру геометрической шероховатости принято среднее квадратическое отклонение σ расстояний от поверхности до фиксированной плоскости. Максимальная амплитуда бугров равнялась примерно 4σ. Обе характеристики менялись в целом параллельно друг другу. На тающем снегу в разгар лета z_0 составляло около $^1/_{15}$ высоты препятствий. Летний снегопад уменьшил оба показателя шероховатости. Измерениями Л. С. Ворониной подтверждено уменьшение z_0 с ростом скорости ветра. Аналогичное уменьшение z_0 при скорости ветра от 2 до 7 м/с отмечал и Б. Хольмгрен [306]. Любопытно, что с той же критической скоростью ветра (около 7 м/с) связано начало метелевого переноса, а z_0 при этом близко к размеру снежинок, которые в этом случае уже не обтекаются, а подхватываются потоком воздуха.

2.5. Влияние на климат Гренландского ледникового щита

Большие ледниковые покровы в настоящее время отсутствуют на территории СССР и поэтому не являются предметом нашего исследования. Однако гренландский ледниковый покров оказывает существенное воздействие на весь режим циркуляции атмосферы над Северным Ледовитым океаном, а следовательно, и на условия

существования ледниковых покровов архипелагов Советской Арктики.

Хотя постоянный ледниковый антициклон [304] отсутствует не только над гренландским, но и над антарктическим ледниковыми покровами, оба эти покрова, судя по средним барическим картам, воздействуют на барическое поле. На картах для всех 12 месяцев [210] выделяется антициклон над Гренландией, границы которого близко совпадают с границами ледникового покрова острова. Этот климатический антициклон на средних картах отражает не столько высокое абсолютное давление, связанное с нисходящими потоками по модели Хоббса, сколько отклонение путей циклонов по обе стороны от острова. На средних картах AT_{500} ледниковый антициклон уже отсутствует, но на карте повторяемости циклонов на этой высоте их минимум сохраняется (см. рис. 19 и 20 [57]). Только немногие из циклонов под мощным высотным потоком оказываются в состоянии преодолеть выпуклый холодный ледниковый покров.

Выхолаживание над ледниковыми щитами за счет радиационной теплоотдачи и турбулентного теплообмена со льдом приводит к понижению температуры по сравнению с окружающей тропосферой. О. П. Чижов, приняв вертикальный градиент в свободной атмосфере равным 0,6 °С/100 м и сопоставив результаты расчета температуры для станций Уманак и Айсмитте (3020 м), оценил выхолаживание воздуха в приледном слое: 9 °С в среднем за год, 15,5 °С зимой, 4,7 °С летом. При этом он оговаривает, что и прибрежная ст. Уманак находится под влиянием ледникового щита [274]. Сравнение аэрологических данных ст. Туле, расположенной на северо-западном побережье Гренландии, с данными наземных наблюдений на ст. Кемп Сенчури (1900 м) дает разницу за счет выхолаживания 9,4 °С для средней годовой температуры, 13,5 °С для январской, 5,6 °С для июльской. Эта разница связана именно с выхолаживанием над поверхностью щита, а не с температурным скачком у его края, так как судя по температуре фирна на глубине 10 м она постепенно нарастает с высотой и в глубь щита [318]. Разница в температуре воздуха на высоте 940 м по данным аэрологического профиля на ст. Уманак и данным наблюдений на ст. Западная, расположенной на поверхности ледника вблизи края щита, составляет только 2,4 °С за год, 2,7 °С за зиму и 1,5 °С за лето.

Вертикальный градиент над Гренландским ледниковым щитом составляет в среднем за год по трем профилям около 0,84 °С/100 м. Летом он снижается до 0,71 °С/100 м, но все же остается больше градиента в свободной атмосфере. Аномальные вертикальные градиенты в центральных частях Антарктиды (от 2,5 до 4,7 °С/100 м), упоминаемые в ряде работ [224], связаны не только с выхолаживанием над льдом, но и с влиянием широты. Исключив последнее, О. П. Чижов оценил выхолаживание воздуха над плато Советским в 18 °С. Без влияния широты вертикальный градиент там составил бы 1,09 °С/100 м.

Холодный воздух, стекающий с Гренландского ледникового щита, вызывает регенерацию и усиление циклонов над Исландией и Датским проливом, что обеспечивает их проникновение далеко на северо-восток и, в частности, питание осадками ледниковых покровов Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и даже Северной Земли. Влияние Гренландского щита на формирование исландской депрессии отмечал С. С. Гайгеров [57]. Мы обратили внимание на то, что круглогодично действующие центры низкого давления обнаруживаются только вокруг Антарктического и вблизи Гренландского ледниковых щитов [139]. Алеутская депрессия летом в отсутствие притока холодного воздуха с материка исчезает. Исландская же связана с подтоком холодного воздуха и летом, что обостряет там температурные контрасты и поддерживает циклоническую активность на поверхности раздела воздушных масс. Представляется возможным сформулировать более общее правило: *все круглогодично сохраняющиеся циклонические центры действия атмосферы приурочены к окраинам континентальных ледниковых щитов.* Этот вывод имеет палеогеографическое значение. Хотя обратное утверждение обязательности присутствия ЦДА вблизи ледниковых покровов некорректно, оно заставляет с осторожностью относиться к представлениям о распространении ледниковых антициклонов четвертичного периода далеко за пределы покровов.

Оценку влияния подстилающей поверхности можно выполнить балансовым методом. Ф. Лёве [313] оценил выхолаживающее влияние Гренландского ледникового щита в $3{,}8 \cdot 10^{17}$ кДж/год на основании теплового баланса его поверхности. Это составляет, по его подсчетам, лишь 5 % потерь тепла на излучение на верхней границе над островом, чем объясняется малое, по его мнению, влияние щита на атмосферу. Однако нам эта оценка представляется преуменьшенной. Во-первых, по подсчетам самого Лёве, средний годовой радиационный баланс над областью аккумуляции равен $-38 \cdot 10^4$ кДж/(м^2·год), что дает потерю со всей площади $5{,}9 \cdot 10^{17}$ кДж/год. Над областью абляции годовой радиационный баланс, по Лёве, равен 42 кДж/(см^2·год), что соответствует $1 \cdot 10^{17}$ кДж/год. Следовательно, в целом над ледниковым покровом радиационный баланс равен $-4{,}9 \cdot 10^{17}$ кДж/год (площади областей аккумуляции и абляции взяты нами из работы Г. Бадера [300]). Во-вторых, объем таяния, по Бадеру, лежит в пределах 120—270 км^3 льда, что соответствует затратам от $0{,}4 \cdot 10^{17}$ до $0{,}9 \cdot 10^{17}$ кДж (в среднем $0{,}6 \cdot 10^{17}$ кДж). Следовательно, потери тепла из воздуха путем турбулентного теплообмена для компенсации суммы этих затрат должны составить $5{,}5 \cdot 10^{17}$ кДж, или 8 % излучения на верхней границе атмосферы на той же площади. В-третьих, эти потери увеличиваются летом из-за ледникового покрова на 25—30 % (см. табл. 3) (Гренландия занимает промежуточное положение между Антарктидой и Землей Франца-Иосифа). В отсутствие ледникового покрова над Гренландией воздушные массы теряли бы на верхней границе не $75 \cdot 10^{17}$ кДж/год,

а только $60 \cdot 10^{17}$ кДж/год (при допущении о неизменных температуре и облачности).

Итак, в современных условиях теплоотдача гренландскому ледниковому покрову составляет около $5{,}5 \cdot 10^{17}$ кДж/год. Запас кинетической энергии в циклоне средней интенсивности радиусом 2000 км равен $2 \cdot 10^{16}$ кДж [27], а в циклоне диаметром 1000 км, со средней скоростью ветра около 10 м/с в нижнем пятикилометровом слое, $2 \cdot 10^{14}$ кДж [112]. Если принять среднюю энергию циклона за $2 \cdot 10^{15}$ кДж, то теплоотдача ледниковому покрову за одни сутки соизмерима с энергией циклона. При скорости 45 км/ч циклон затрачивает как раз сутки на пересечение ледникового щита. Таким образом, существование антициклона на средних барических картах и влияние Гренландского ледникового щита на барическое поле в Арктике могут быть объяснены теплообменом ледниковой поверхности в той же мере, как и влиянием возмущения, создаваемого самим объемом ледника.

Оценим теперь объем воздуха, который может быть охлажден над ледниковым щитом. Плотность воздуха над Гренландией при давлении 780 гПа и температуре —20 °С равна 1068 г/м^3, а теплоемкость 1,01 кДж/г, так что охлаждение 1 м^3 воздуха на 1 °С требует отдачи приблизительно 1,05 кДж. Значит, отдача $5{,}5 \cdot 10^{17}$ кДж в год влечет за собой выхолаживание на 10 °С $5{,}2 \cdot 10^{16}$ м^3. При скорости ветра 10 м/с и характерном пути 1000 км над щитом сменяется около 200 объемов воздуха (с учетом 30 % времени на «попятные» движения) за год. Значит в каждом из них охлаждается на 10 °С по $2{,}6 \cdot 10^{14}$ м^3. Площадь щита составляет $1{,}8 \cdot 10^{12}$ м^2. Следовательно, в каждом объеме воздуха на 10 °С охладится слой 150 м или на 1 °С слой 1500 м. На картах AT_{500}, т. е. на высоте 2000 м над щитом, охлаждение уже незаметно. В приземном слое, как было указано выше, в центре щита охлаждение равно примерно 9 °С, а у края 2,5 °С, в среднем можно принять 5 °С. На 5 °С может охладиться слой 300 м.

2.6. Влияние на климат островных ледниковых покровов

Мы ограничимся здесь оценкой влияния на климат двух ледниковых систем — систем Новой Земли и Земли Франца-Иосифа, достаточно полно представляющих оледенение Советской Арктики. Северная Земля занимает промежуточное положение, а ледниковые покровы ее отдельных островов напоминают отдельные купола Земли Франца-Иосифа. Даже самый большой из них, новоземельский ледниковый покров, не может существенно воздействовать на барическое поле своей подстилающей поверхностью. Его годовой радиационный баланс равен $-4 \cdot 10^5$ кДж/м^2 в области питания и $-1{,}3 \cdot 10^5$ кДж/м^2 в области абляции [193]. Если принять, по О. П. Чижову [193], ледниковый коэффициент равным 1,22, то средний радиационный баланс ледникового покрова окажется равным $-2{,}8 \cdot 10^5$ кДж/(м^2·год), т. е. весь покров теряет около

$5{,}9 \cdot 10^{15}$ кДж. Еще $3{,}8 \cdot 15^{15}$ кДж уходит на таяние 11 км^3 льда в период абляции. Для сохранения стационарного состояния ледниковый покров должен, таким образом, забирать из воздуха $9{,}6 \cdot 10^{15}$ кДж в год путем турбулентного теплообмена. Эта величина того же порядка, что и энергия среднего циклона [27]. Следовательно, для полной перестройки за счет теплоотдачи в новоземельский ледниковый покров циклон должен провести около него не менее месяца, а большинство циклонов минует Новую Землю за считанные часы, затрачивая не больше суток даже на движение вдоль ледникового вала. Следовательно, подстилающая поверхность здесь не играет роли в формировании барического поля.

Отсутствие собственного центра высокого давления на Новой Земле подтверждается данными радиозондирования над ледниковым куполом, проведенного М. М. Ермолаевым в 1933 г. О том же свидетельствует параллельность изменений давления на берегу острова (Русская Гавань), на склоне щита (Барьер Сомнения) и в центре купола (Ледораздельная), по данным экспедиции Института географии АН СССР (1958 и 1959 гг.) [193].

Вертикальный градиент температуры воздуха, определенный по разности температур на станциях Ледораздельная и Барьер Сомнения, составляет 0,73 °С/100 м. Если учесть, что, по аэрологическим данным, в среднем многолетнем вертикальный градиент температуры воздуха на ст. Мыс Желания равен 0,16 °С/100 м, выхолаживание над новоземельским ледниковым покровом в его центре можно оценить в 5,7 °С. Оценка эта довольно надежна, так как Мыс Желания находится, по-видимому, вне зоны прямого воздействия ледникового покрова. Летом градиент температуры, обусловленный подъемом вверх и выхолаживанием о ледник, составляет на его поверхности 0,60 °С/100 м, чисто вертикальный градиент, судя по аэрологическим данным, равен 0,17 °С/100 м. Следовательно, разница за счет выхолаживания равна 0,43 °С/100 м. Выхолаживание же в центре покрова высотой 1000 м равно 4,3 °С.

Выхолаживание над ледниками особенно интенсивно на их краях, где больше разница температур воздуха и поверхности ледника [257]. Это приводит к краевому эффекту — температурному скачку, определяемому нами как разность приведенных к одной высоте температур воздуха в двух метрах над ледниковой и внеледниковой поверхностями, измеренных относительно близко (сотни метров или первые километры) от края ледника. Это определение скачка не совпадет с определением В. Г. Ходакова [256], включающим весь эффект выхолаживания, в том числе и вдали от края ледника.

Скачок температуры при переходе с каменной на ледяную поверхность новоземельского ледникового покрова невелик. С учетом вертикального температурного градиента, судя по разности температур на станциях Русская Гавань и Барьер Сомнения, он ра-

вен 1,0 °С летом, а в среднем за год составляет 1,1 °С. Тогда в среднем для ледникового покрова выхолаживание можно считать равным среднему между охлаждением на краю и в центре, т. е. за год 3,4 °С, а летом 2,6 °С.

Выхолаживание атмосферы над ледниковым покровом может быть оценено по теплопотоку из воздуха в ледник, отнесенному к объему воздуха с учетом его теплоемкости. Число объемов воздуха, сменяющихся за год над ледниковым покровом, определяется из характерного времени пересечения покрова воздушной массой, равного для Новой Земли 5—10 ч. Тогда теплопоток $10 \cdot 10^{15}$ кДж эквивалентен охлаждению на 1 °С слоя 200 м. На 3 °С может охладиться лишь слой 70 м, примерно соответствующий толщине слоя ледникового ветра.

Характерным по размерам и морфологии ледниковым покровом Земли Франца-Иосифа является покров о. Гукера (444 км^2), состоящий из группы слившихся ледниковых куполов с выводными ледниками между ними. На них мы проводили исследования во время МГГ.

Выхолаживание над ледником здесь также приводит к формированию стоковых ледниковых ветров. Единственная станция, расположенная на склоне купола (Ледник Седова), организованная нашей экспедицией, находилась на северо-западном склоне, подветренном одновременно и к ледниковым и к макромасштабным ветрам. На этой станции в 82 % всех случаев наблюдались ветры, направленные с ледника к морю. На вершине же ледникового купола ветры тех же направлений отмечались только в 53 %. Значит около 30 % случаев приходилось на чисто стоковые (катабатические) ветры. Во время штиля на куполе Чюрлёниса катабатические ветры на Леднике Седова наблюдались примерно 70 раз в году, других ветров почти не было. Стоковые ветры всегда слабые (не более 10 м/с).

Среднее значение вертикального температурного градиента над ледниками о. Гукера составляет 0,65 °С/100 м [192], т. е. на 0,10—0,15 °С/100 м выше, чем в свободной атмосфере, что свидетельствует о выхолаживании воздуха над ледниковым покровом всего на 0,3—0,6 °С.

Степень трансформации воздуха над ледниками тем сильнее, чем меньше скорость ветра, что объясняется увеличением времени пребывания воздуха над льдом. Величина же турбулентного обмена за единицу времени растет со скоростью ветра в степени ниже первой, если учесть перестройку профилей температуры и влажности в инверсионных условиях. Поэтому в июне и июле 1958 г. в тех случаях, когда ветер дул со стороны моря через пятна каменной суши от ледника Седова в направлении ст. Купол Чюрлёниса (северо-западные и западные ветры), избыточная над средним вертикальным температурным градиентом (0,58 °С/100 м) разность температур составила 1,7 °С при скорости ветра до 5 м/с, 0,7 °С при 6—10 м/с и только 0,3 °С при скорости, большей 10 м/с.

Степень трансформации растет с повышением температуры воздуха. Так, наибольшая разность температур на станциях Ледник Седова (60 м) и Купол Чюрлёниса (353 м) составила 4,2 °С и отмечалась во время южного вторжения, когда температура воздуха над ледником Седова равнялась 13 °С. В те же теплые дни отмечался и максимум температурного скачка — 2,6 °С. Однако среднее значение температурного скачка между станциями Бухта Тихая и Ледник Седова (с учетом разницы высот) составляло летом лишь 0,5 °С, зимой же скачок практически отсутствовал ($\approx$0,1 °С). Станция Бухта Тихая находится еще в зоне влияния ледников. Небольшая величина скачка связана, очевидно, с малыми размерами участков каменной суши и зависит от них, а не от площади ледникового покрова.

Судя по измерениям таяния и радиации над ледниками, потери тепла из атмосферы составляют $3{,}5 \cdot 10^5$ кДж/(м^2·год) [192], что дает в пересчете на площадь ледникового покрова о. Гукера $15 \cdot 10^{13}$ кДж/год. Характерный путь через покров о. Гукера воздух проходит менее чем за 1 ч, так что над островом за год сменяется около 10 000 объемов воздуха. Слой, соответствующий вертикальной мощности ледникового ветра (60 м), может охладиться только на 0,5 °С. С этими данными в хорошем согласии находятся полученные выше цифры выхолаживания.

Заметно бóльшим является выхолаживающее влияние ледниковой системы Земли Франца-Иосифа в целом. Внутренние части архипелага остаются холоднее периферийных как летом, так и зимой. Летом это объясняется большим альбедо льда по сравнению с окружающими морями и затратами тепла на таяние, зимой — подтоком тепла снизу к поверхности морского льда. Особенно низкие температуры на востоке архипелага, на о. Греэм-Белл [192], объясняются тем, что к нему выхоложенными приходят самые теплые, обычно юго-западные воздушные массы. Степень же выхолаживания растет с повышением температуры воздуха. Эффект воздействия увеличивается дробностью архипелага, обеспечивающей увеличение турбулентной теплоотдачи в лед за счет пополнения воздуха теплом в проливах между куполами [173]. В результате и зимой и летом, судя по данным обсерватории Дружной на о. Хейса, во внутренней части архипелага температура понижается на 2—3 °С под воздействием выхолаживания о ледники (192). Если бы оледенения не было, летом суша, наоборот, нагревала бы воздух.

Радиационные потери тепла за счет оледенения архипелага, судя по наблюдениям на о. Гукера, составляют $4{,}8 \cdot 10^{15}$ кДж/год. Таяние, по нашим подсчетам [192], равно 4,3 км^3 воды в год, затраты тепла на него $1{,}4 \cdot 10^{15}$ кДж/год, суммарное выхолаживание воздуха примерно равно $6{,}2 \cdot 10^{15}$ кДж/год. Учитывая смену за год над архипелагом примерно 700 объемов воздуха, получим выхолаживание на 1 °С столба воздуха 500 м, а на 2—3 °С — 150—250 м, что примерно равняется толщине арктической холодной пленки над архипелагом.

Относительная влажность, облачность, повторяемость туманов, количество осадков над каждым из ледниковых куполов больше, чем на окружающих их побережьях. Однако в большинстве случаев туман, наблюдающийся на ледниковых куполах, является облачным покровом, опускающимся ниже ледниковой поверхности. Появлению радиационных туманов препятствует иссушающее влияние снежного покрова.

Об этом иссушающем влиянии свидетельствуют прямые и косвенные (градиентные) измерения конденсации на поверхности ледников [192]. По прямым измерениям, конденсация за год равна 20 мм льда. По В. А. Маркину, градиентные измерения дают баланс потоков тепла за счет фазовых переходов $12 \cdot 10^5$ кДж/(м^2·год), что соответствует конденсации за год 45 мм льда. В случае ветров, направленных от ст. Ледник Седова к ст. Купол Чюрлёниса (расстояние 3 км), при скоростях 0—5 м/с, когда есть время для конденсации, абсолютная влажность на Куполе Чюрлёниса была на 0,8 гПа меньше, чем на Леднике Седова, при 6—10 м/с на 0,3 гПа, при 11—15 м/с на 0,2 гПа, а при 16—18 м/с разница отсутствовала.

Иссушение воздуха над ледниковой системой Земли Франца-Иосифа в целом привело к тому, что в центре архипелага (на о. Хейса) годовая суммарная солнечная радиация на $8 \cdot 10^4$ кДж/м^2 больше, чем на периферийных станциях, облачность на 0,2—0,3 балла меньше, относительная влажность на 2—3 % меньше, а продолжительность солнечного сияния на 3 % возможной больше, чем на периферийных станциях Бухта Тихая, Остров Рудольфа, Нагурская [192].

Если считать, что конденсация на поверхности ледников равна 30 мм в слое воды (среднее из наших и В. А. Маркина определений), то всего она забирает из воздуха около $5 \cdot 10^{14}$ кг воды в год или из каждого из 700 пересекающих архипелаг объемов воздуха около $7 \cdot 10^8$ кг. Если отнести это к условному слою выхолаживания 200 м, оцененному исходя из теплового баланса, то окажется, что из каждого объема $28 \cdot 10^{11}$ м^3 ($\approx 14 \cdot 10^9$ м^2 оледенения $\times 200$ м) изымается 0,25 г воды, что соответствует снижению влажности на 0,3—0,4 гПа или относительной влажности при 0 °С на 5 %. Фактически в центре архипелага наблюдается снижение относительной влажности на 2—3 %. Разницу, по-видимому, можно объяснить поступлением в ледники части влаги из соприкасающихся с ними облаков (туманов). В этом случае можно говорить о равенстве «горизонтального» осаждения капельной влаги и конденсации, что в целом подтверждают наши «стратиграфические» измерения конденсации (учет зерен изморози и инея на поверхности ледника), давшие вдвое меньшую величину, чем градиентные наблюдения В. А. Маркина. В этом, как и в предыдущих подобных расчетах, характерная скорость ветра оценивалась для всего слоя выхолаживания на основе приземных и аэрологических данных.

2.7. Влияние на климат горных ледников

О влиянии горных ледников СССР на барическое поле, учитывая изложенные выше энергетические оценки и то, что суммарная площадь ледников не превышает площадь новоземельского ледникового покрова, говорить не приходится. Зато наличие «направляющих» бортов способствует сохранению и поддержанию ледниковых стоковых ветров. В результате ледниковые ветры на горных ледниках в долинах устойчивее, чем на открытых атмосферным потокам покровных ледниках и ледниках вулканических конусов. Они наблюдаются на ледниках разных размеров, вплоть до таких малых, как ледник ИГАН (длина 1,8 км, площадь 1,3 км^2) на Полярном Урале [87].

В ночное время ледниковый ветер, сливаясь с горным, охватывает всю поверхность ледника и проникает дальше вниз по долине, в дневное же время постепенно отступает вверх, уступая место долинному ветру. На леднике Безенги в дневные сроки фронт раздела отступает на 3—5 км по длине и на 500 м по вертикали от конца ледника [204, 264]. Пределы отступания фронта зависят не столько от скорости ледникового ветра, сколько от скорости долинного ветра. На гораздо меньшем Цейском леднике, где долинный ветер слабее из-за леса в долине, он никогда не проникает на ледник дальше первых сотен метров.

Ледниковый ветер зарождается в самой верхней части ледников, в глубине питающих их цирков. Мы наблюдали такие ветры более чем в 80 % дневных сроков в цирках ледников Орто-Тер на Тянь-Шане и Марухский на Кавказе. Однако скорость их там невелика.

Ледниковые ветры являются следствием выхолаживания воздуха ледниками. Это выхолаживание нередко преувеличивается, поскольку о нем судят только по дневным наблюдениям на морене и леднике либо при сравнении с аэрологическими данными не учитываются широтные различия. Так, по-видимому, на основании наблюдений в ясные дни, М. В. Тронов писал, что на ледниках Алтая дневная температура воздуха на высоте 2 м ниже, чем на каменной поверхности, на 3—4 °С [245]. Между тем климатологическая обработка материалов на тех же ледниках (Левый и Малый Актру) [170] показала, что судя по превышению наблюденного вертикального температурного градиента над градиентом над неледниковыми поверхностями (0,60 °С/100 м), выхолаживание составляет на обоих ледниках только 1,0 °С.

На основании сопоставлений данных наблюдений на леднике Федченко с аэрологическими данными по Душанбе и Хорогу сделан вывод о выхолаживании над ледником Федченко на 4—5 °С [92]. Между тем более половины этой разницы объясняется широтными различиями. В средней части ледника Федченко лишь на 1,0 °С холоднее, чем на станции на ригеле высотой 200 м, что соответствует выхолаживанию на 2,4 °С, а не на 5 °С. В табл. 4 результаты подобных расчетов сведены вместе с подсчетами по

Таблица 4

Значения температурного скачка на границе горных ледников в среднем за лето

Ледник	Ледниковая система	Длина ледника, км	Температурный скачок, °С	Источник [1]
Федченко [2]	Памир	77	2,5	[168]
Фортамбек [2]	„	27	3,0	Сообщение И. М. Лебедевой
Зеравшанский	Гиссаро-Алай	25	3,4	[168]
РГО	Памир	24	3,2	Сообщение И. М. Лебедевой
Безенги	Кавказ	18	2,4	[204]
Ленина	Памир	14	1,1	Сообщение И. М. Лебедевой
Абая	Джунгарский Алатау	11	1,1	[270]
Эльбрус, южный склон	Кавказ	10	1,8	[240]
Абрамова [2]	Гиссаро-Алай	9,0	1,4	[165]
Малый Берельский [2]	Алтай	8,9	0,9	Сообщение К. Каймулдаевой
Гергети [2]	Кавказ	8,5	1,0	[241]
Майли [2]	„	8,5	0,9	[144]
Халде	„	8,4	1,0	Сообщение Н. В. Давидович
Адиши	„	7,9	3,3	То же
Родзевича	Алтай	7,8	1,9	[214]
Тургень-Аксу	Тянь-Шань	7,1	0,9	[167]
Райгородского	Гиссаро-Алай	6,4	0,7	[293]
Левый Актру	Алтай	5,9	1,0	[170]
Твибери	Кавказ	5,8	2,2	Сообщение Н. В. Давидович
Дугова	Гиссаро-Алай	5,5	1,6	Сообщение И. М. Лебедевой
Парах	„	5,2	2,1	[155]
Макаревича	Тянь-Шань	4,9	0,8	Сообщение Е. Н. Вилесова
Шокальского	„	4,7	1,4	То же
Центральный Туюксу [2]	„	4,7	2,5	[122]
Правый Жарсай	„	4,6	0,9	Сообщение Е. Н. Вилесова
Малый Актру	Алтай	4,4	1,0	[170]
Каврайского	Джунгарский Алатау	4,3	0,6	[271]
Бакалак	Гиссаро-Алай	4,2	0,8	[238]
Марухский [2]	Кавказ	4,0	2,6	Материалы автора
Аютор-2	Тянь-Шань	3,8	0,9	Сообщение Н. В. Давидович
Карабаткак	„	3,5	0,8	[96]
Орто-Тер	„	2,6	1,0	Сообщение В. А. Маркина
Тимофеева	„	2,6	0,8	Сообщение Е. Н. Вилесова
№ 244	Тянь-Шань	2,5	0,3	Сообщение Е. Н. Вилесова
ИГАН	Урал	1,8	0,8	[87] с учетом повторяемости типов погоды по [10]
Кульджилга [2]	Памир	1,5	1,8	Сообщение В. В. Демченко
Чаканкуль [2]	„	1,5	1,7	Сообщение И. М. Лебедевой
Западный Суёк	Тянь-Шань	1,3	1,2	Сообщение В. А. Маркина
Подкова	Памир	1,2	1,9	Сообщение В. В. Демченко

[1] Расчеты авторов исправлены за счет приведения июльских и августовских данных к средним летним (снижение скачка на 0,5 °С) и использования принятых нами (глава 7) фоновых вертикальных температурных градиентов.

[2] Ледники, на которых наблюдения на льду и каменном грунте велись на одной высоте.

другим ледникам, выполненными нами в одной из предыдущих работ [140]. В табл. 4 отмечены данные наблюдений на льду и морене, выполненных на одной высоте, так как вычисленный по этим данным скачок наиболее надежен из-за независимости оценки от вертикального градиента температуры воздуха.

В качестве характерного размера ледников выбрана их длина в соответствии с направлением ледникового ветра. Судя по довольно значительному скачку на некоторых малых ледниках и малой его величине на полярных ледниковых покровах, данные таблицы свидетельствуют не только о тенденции скачка к росту с увеличением длины ледника, но и о слабой его связи с этой длиной. Логарифмический вид зависимости выхолаживания над ледниками от их размеров [256] связан не только с краевым эффектом, но и с увеличением пути воздушных масс над льдом. В июле и августе, после стаивания снега со скал, скачок растет. Он увеличивается в ясную погоду и с повышением температуры воздуха.

Эффектным натурным экспериментом по оценке влияния ледника на окружающий климат явилась подвижка ледника Колка. На ст. Кармадон, к которой ледник приблизился на 5 км (расстояние уменьшилось от 17 до 12 км), не произошло никаких изменений в связях температуры, влажности и облачности с окрестными станциями (Даргавс, Орджоникидзе). Можно предполагать, что выхолаживание на 1,0 °С сказывается лишь на первых сотнях метров вокруг каждого ледника, что совпадает с опытными данными (см., например, [101]).

Температурный скачок между боковой мореной и ледником всегда возрастает вместе с температурой воздуха, что доказано,

например, нашими наблюдениями на ледниках Гергети, Майли—Колка и Центральный Туюксу (рис. 2). Это свидетельствует, в частности, о росте турбулентного обмена над ледниками с ростом температуры воздуха. Согласно же традиционным расчетам по модели логарифмического профиля ветра, при скоростях, меньших

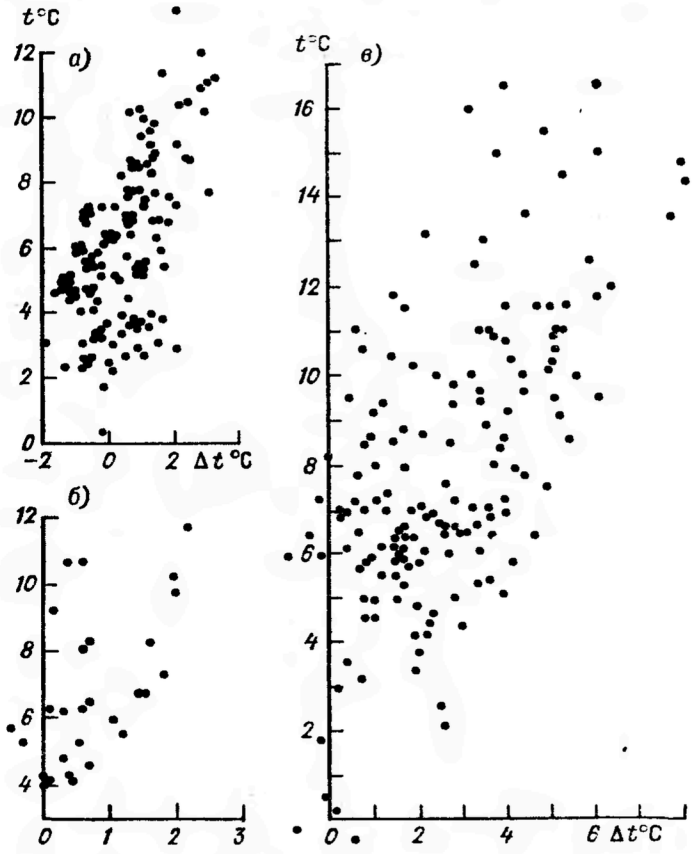


Рис. 2. Связь величины температурного скачка на краю ледника Δt с температурой воздуха над боковой мореной t.

а — ледник Гергети; *б* — Майли—Колка; *в* — Центральный Туюксу.

4 м/с, этот рост сменяется ослаблением обмена из-за препятствия, создаваемого стратификацией воздуха [51]. Рост скачка с повышением температуры воздуха, отмечаемый также А. С. Щетинниковым [294], доказывает отличие структуры ледникового ветра от логарифмического профиля и существенное занижение расчетного теплопотока в ледник без учета трансформации приледниковой пленки воздуха [148].

Согласно обработанным нами материалам Т. Я. Денисовой по леднику Центральный Туюксу, скачок у фронта языка при горном

и ледниковом ветрах понижается с ростом температуры на леднике вследствие уменьшения контраста. Наоборот, при долинном ветре скачок у конца языка растет с повышением температуры.

Температурный градиент воздуха над горными ледниками также невелик, как и на малых полярных ледниковых покровах. Преувеличение его в литературе связано либо с включением в него температурного скачка, либо с использованием только дневных сроков, либо с тем и другим.

Продольный градиент температуры существенно зависит от воздушных масс на леднике. По нашим вычислениям с использованием данных А. П. Волошиной [48], обратившей внимание на эту зависимость, на леднике Медвежьем он составил 0,18 °С/100 м внутри слоя ледникового ветра, где выхолаживание о ледник препятствовало адиабатическому нагреву воздуха, и 0,53 °С/100 м в долинном воздухе, когда контакт со льдом способствовал адиабатическому охлаждению, а испарение со льда ему препятствовало. На двух станциях (3050 и 3500 м), располагавшихся в разных воздушных массах, градиент оказался равным 1,07 °С/100 м, а разность температур двух воздушных масс 1,8—2,0 °С.

Вычисленные нами средние вертикальные градиенты температуры, полученные по двум станциям на льду, т. е. без скачка на контакте подстилающих поверхностей, но иногда с включением его на фронтальном разделе воздуха, приведены в табл. 5. Очевидно, что вертикальный градиент температуры воздуха на по-

Таблица 5

Вертикальный градиент температуры воздуха на поверхности горных ледников

Ледник	Высота пунктов измерений, м над ур. моря	Длина ледника, км	Температурный градиент, °С/100 м	Источник материалов
Федченко	2900—5000	77	0,63	[101]
	4000—5000		0,57	
Безенги	2750—3480	18	0,55	[204]
Ленина	4000—точки от 5200 до 7000	14	0,62	Устное сообщение Б. Д. Кутнего и И. Назарова
Абрамова	3670—3850	9	0,63	Данные самописцев (В. К. Ноздрюхин)
Гергети	3170—3600	8,5	0,55	[241]
Майли—Колка	2000—2850	8,4	0,60	[144]
Левый Актру	2200—2700	5,9	0,53	[250]
Туюксу	3470—3750	4,7	0,65	[122]
Парах	3600—4000	3,5	0,60	[101]
Кельбаши	3480—3900	1,7	0,67	Полевые наблюдения экспедиции ИГАН СССР, 1966 г.

верхности ледников не зависит от размеров ледников и может быть с большой степенью надежности принят равным 0,60—0,65 °С/

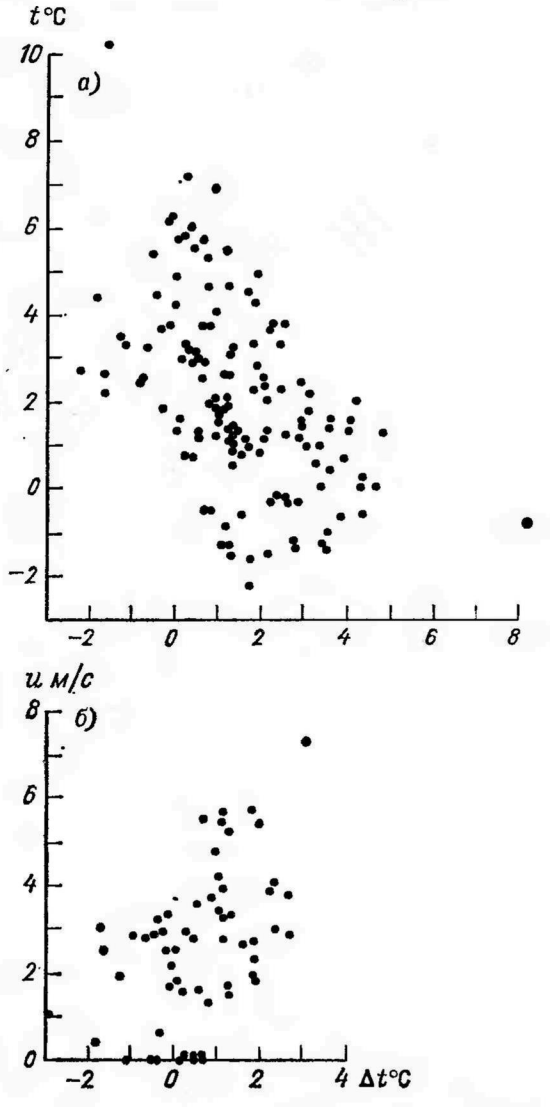


Рис. 3. Связь разности температур воздуха Δt на высоте 2 м вдоль ледника Туюксу между станциями Туюксу-3 и Туюксу-2 с температурой воздуха t (*а*) и скоростью ветра u (*б*) на верхней станции.

100 м для Средней Азии и 0,55 °С/100 м для Кавказа и Алтая. Обе эти величины меньше нормальных температурных градиентов

в горах, что связано с препятствием адиабатическому нагреву стекающего вниз ледникового воздуха из-за его охлаждения о лед.

Судя по данным ледника Центральный Туюксу, над открытым льдом градиент растет с увеличением скорости ветра и уменьшается с повышением температуры (рис. 3). Первый результат связан со временем контакта воздуха со льдом, второй — с ростом турбулентного обмена и служит еще одним подтверждением необходимости учета трансформации холодной пленки при его расчетах и вообще роста турбулентного потока с ростом температуры.

О малой мощности слоя охлажденного горными ледниками воздуха можно судить и по геоботаническим данным. «Охлаждение склонов ледниковой поверхностью не имеет большой мощности и не оказывает практически значительного влияния на растительность. Почти все виды — пионеры приледниковых участков — мы находим выше ледника по склонам» [217, с.139] (данные по леднику Томич).

На границе раздела ледниковой и долинной воздушных масс во влажных условиях Кавказа и Алтая образуется облачность вблизи концов ледников. В то же время в тылу ледников, под самыми стенами цирков, возникают окна даже в период развития конвективных процессов. Такую облачность на фронте раздела мы наблюдали на леднике Безенги. На высоте 2030 м облачность там равнялась 6,2 балла, а ближе к тыловой стене, на высоте 2750 м, 5,2 балла. Аналогичная картина была на Цейском леднике [265]; облачность под ледопадом 5,8 балла, над фронтом ледника 7,1 балла. Повышенную увлажненность у фронта языка выявили также наблюдения [144] на ледниках системы Майли—Колка (табл. 6).

Таблица 6

Изменение характеристик облачности вдоль ледника Майли—Колка

Высота точки наблюдения, м	Облачность, баллы	Продолжительность солнечного сияния, % возможного	Число дней	
			пасмурных	ясных
2850	5,1	41	15	15
2000	6,0	31	20	5

В Средней Азии влажность воздуха над ледниками выше, чем над безледными склонами, из-за испарения с поверхности льда. На леднике Зеравшанский относительная влажность выше на 10—30 %, чем над свободной от льда поверхностью, на леднике Федченко абсолютная влажность выше на 0,4—0,5 гПа, а относительная на 10 % [152]. Кавказские ледники, где, как и в Арктике, преобладает конденсация, иссушают воздух, что выражается в разрежении тумана на высоте нескольких дециметров до первых метров над поверхностью льда.

Такие же теплобалансовые расчеты, как и для покровных ледников, выполнены нами для ледников Майли и Колка на Кавказе. После слияния во время подвижки их общая площадь составляет 14,2 км², длина 8,4 км. В осевой части ледника Майли турбулентный приход тепла из воздуха вместе с теплом конденсации, по наблюдениям в августе 1970 г., составил 7500 кДж/(м²·сут). Ниже, на языке ледника Колка, этот приход равнялся лишь 2500 кДж/(м²·сут). Снижение турбулентного теплообмена объясняется уменьшением скорости ветра от 3,0 до 1,9 м/с вниз по леднику. На свободной от льда поверхности турбулентный поток направлен вверх и за июль—август 1970 г. составил в среднем 1400 кДж/(м²·сут). Еще 2500 кДж/(м²·сут) уходит на испарение. Общие потери за счет турбулентного теплообмена равны 3900 кДж/(м²·сут), или 42 % прихода радиационного тепла. Средний турбулентный поток тепла к леднику можно принять равным 4200 кДж/(м²·сут) (с учетом теплоты конденсации). Тогда охлаждение воздуха над ледником в результате замены каменной поверхности на ледяную составляет летом около 8000 кДж/(м²·сут).

В 1969 г. ледник Колка внезапно продвинулся вперед на 4 км и увеличил площадь на 1 км². Над этой частью ледника охлаждается за сутки 8 км³ воздуха. При скорости ветра 2,5 м/с воздух здесь обновляется 55 раз за сутки, следовательно, в течение суток может поддерживаться в охлажденном на 1 °С состоянии 0,15 км³ воздуха (8 км³ : 55), или слой 150 м. Это соответствует охлаждению на 2 °С слоя воздуха толщиной 75 м. Миновав ледник, воздух нагревается до нормальной температуры на протяжении первых нескольких километров.

Приведенное рассуждение касалось климатической роли продвинувшейся части языка. Общая же климатическая роль ледников бассейна Колки в 15 раз больше. Такой же, как над продвинувшейся частью, охлажденный слой поддерживается над всей их площадью, и влияние охлажденного воздуха распространяется дальше.

Теплобалансовая оценка охлаждения оказалась близкой к наблюденным величинам (1,0 °С — разность между мореной и ледником, 0,9 °С — избыточная к вертикальному градиенту разность между мореной и свободной от льда долиной, всего 1,9 °С).

Еще одним свидетельством ограниченного влияния горных ледников на климат является отсутствие зависимости высоты границы питания от их размеров. Эта высота, с одной стороны, должна снижаться с ростом ледника из-за его выхолаживающего действия, а с другой — повышаться из-за уменьшения концентрации снега с увеличением размера ледника. Оказалось, что эти два фактора компенсируют друг друга (рис. 4) и при группировке ледников по морфологическим типам [277], и по «однородным» районам [64], и без всякой группировки [225]. Замечательно только уменьшение разброса точек с увеличением размеров ледников, что говорит о меньших вариациях концентрации снега на них. Однако

никакого тренда не обнаруживается и для крупных ледников. Значит, выхолаживающее влияние ледников на собственный климат не превышает эффекта различий в концентрации снега, которые находятся в диапазоне порядка 30 % аккумуляции. Уравно-

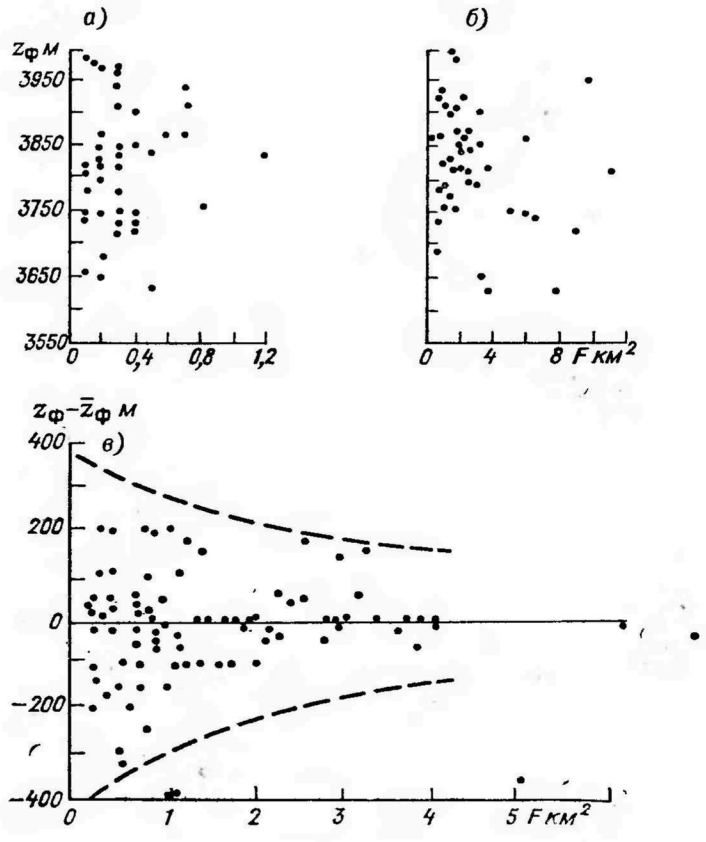


Рис. 4. Отсутствие связи высоты границы питания на ледниках $z_ф$ с их площадью F.

а — висячие и карово-висячие ледники Заилийского Алатау, по Л. Н. Шантыковой [277], *б* — долинные и котловинные ледники Заилийского Алатау, по Л. Н. Шантыковой [277], *в* — отклонение высоты границы питания на ледниках Средней Азии от средней для «однородных» районов $\bar{z}_ф$, по Г. Е. Глазырину [64].

вешивающее их изменение абляции A в миллиметрах на 30 % соответствует изменению средней летней температуры t примерно на 2 °С для величин абляции 1000—1500 м (по формуле $A = (\bar{t} + 9{,}5)^3$ [148, 258]. Это изменение соответствует эмпирическим различиям между выхолаживающим эффектом малых и крупных ледников.

2.8. Влияние на климат горных ледниковых систем

Гораздо дальше от решения находится проблема оценки влияния на климат ледниковых систем в целом. Их воздействие должно быть большим, чем воздействие одного ледникового покрова той же площади, что и вся система, так как повторное нагревание воздуха на скалах между ледниками поддерживает большие различия между его характеристиками над льдом и неледниковой поверхностью.

Выполним грубую оценку степени выхолаживающего воздействия ледниковой системы Кавказа. Если принять, по данным наблюдений на леднике Майли—Колка, разность турбулентных потоков на льду и камне на всех ледниках Кавказа равной 8000 кДж/(м^2·сут), то за сезон абляции это составит приблизительно $8 \cdot 10^5$ кДж/м^2. Тогда оледенение Кавказа (1450 км^2) приводит к выхолаживанию за это время на 1 °С $1{,}2 \cdot 10^{15}$ м^3 воздуха (с учетом его плотности и теплоемкости). Если принять средний путь пробега воздуха над Большим Кавказом равным 200 км, то при скорости ветра 5 м/с над ним сменится 200 объемов воздуха за 100 сут. Значит, в одном объеме на 1 °С ледники охладят $6 \cdot 10^{12}$ м^3. Площадь Большого Кавказа, по Л. А. Владимирову [45], составляет 145 000 км^2. Если исключить из нее крайние западные и восточные части, вовсе лишенные оледенения; можно принять ее равной 120 000 км^2, или $12 \cdot 10^{10}$ м^2. Это означает, что ледники над всей горной системой Большого Кавказа могут выхолодить летом слой 50 м на 1 °С. Учитывая, что в формировании температурного режима в приземном слое в горных условиях участвует гораздо большая толща, влиянием ледников нельзя объяснить более низкие температуры воздуха над Большим Кавказом по сравнению с Малым Кавказом, как это допускал Ф. Ф. Давитая [89]. Намного большую роль играет упоминаемый также Давитая снежный покров, а главное — разница в широте и компактности гор, обеспечивающая их нагрев на Малом Кавказе.

Все же указанный подсчет для всей площади Кавказа заставляет предположить заметное выхолаживание за счет ледников отдельных наиболее оледенелых его частей. Десятикратное увеличение интенсивности оледенения (от 1 до 10 %) приведет к выхолаживанию, имеющему уже аэрологический эффект и распространяющемуся на слой 500—1000 м. В районе наиболее интенсивного оледенения Кавказа сопоставление данных аэрологических разрезов на ст. Терскол с данными разрезов на ст. Минеральные Воды [26] для слоев выше 5 км до тропопаузы показывает, что над горами температура выше на 5—6 °С из-за широтного эффекта и эффекта массивности гор. Однако в слое 2—5 км, т. е. в зоне влияния оледенения Эльбруса и долины Баксана, над Терсколом теплее, чем над Минеральными Водами, только на 2—3 °С. Значит, ледники снижают эффект массивности гор на эти 2—3 °С. Эффект близок к выхолаживающему влиянию оледенения Земли Франца-Иосифа и исчезает выше 5 км, т. е. выше ледников.

Многие авторы отмечают в Средней Азии отепляющее воздействие гор на атмосферу в летние месяцы (например, [205]). Ниже, чем в свободной атмосфере, температура может оказаться только над обширными снежниками, ледниками и в котловинах. Это доказывает ограниченность воздействия на климат среднеазиатских ледниковых систем в целом. Их эффект остается локальным. Наиболее сильный локальный эффект следует предполагать в ледниковом узле Центрального Памира, в районе хребта Академии Наук. Действительно, температура воздуха на ст. Ледник Федченко в среднем за лето равна 2,3 °С, а на приведенной к той же высоте ст. Алтын-Мазар, находящейся вне этого ледникового узла, 5,0 °С. Следовательно, выхолаживающий эффект ледникового узла равен тем же 2—3 °С, как и для массива Эльбруса. Если даже принять, что охлаждение на 1,0 °С обусловлено расположенным рядом ледником, остается еще 1,7 °С на выхолаживающий эффект ледниковой системы Центрального Памира. В центре ледниковой системы Центрального Тянь-Шаня, в верховьях ледника Иныльчек (4050 м), с 29 июля по 11 сентября 1956 г. температура воздуха была в среднем на 2,5 °С ниже, чем на той же высоте в свободной атмосфере над Алма-Атой. Измерения же во время подъема на пик Победы 26—30 августа 1956 г. показали температуру в слое 4000—7000 м на 1,8 °С ниже, чем в свободной атмосфере над Алма-Атой [28]. Разность увеличится приблизительно на 0,5 °С, если учесть различие в широте Алма-Аты и Иныльчека.

Примечательно совпадение выхолаживающего эффекта компактных ледниковых систем Центрального Кавказа, Центрального Памира, Центрального Тянь-Шаня и Земли Франца-Иосифа. Остается неясным, как далеко распространяется влияние ледниковых систем. Выделение такого влияния среди других требует гораздо более густой сети станций, чем имеется в настоящее время.

2.9. Выводы

1. Ледники воздействуют на климат своей формой, изменяя высоту поверхности и деформируя воздушные потоки и распространяющиеся в них волны. Барические образования синоптического масштаба (циклоны, антициклоны) могут отклоняться и деформироваться гренландским ледниковым покровом и другими континентальными покровами, но остаются неизменными над ледниковыми покровами меньшего масштаба.

2. Сток холодного воздуха с континентальных ледниковых покровов и квазиантициклоны над ними приводят к тому, что все круглогодично сохраняющиеся циклонические центры действия атмосферы приурочены к окраинам этих покровов.

3. Континентальные ледниковые покровы отражают в космос дополнительно более половины поступающей на верхнюю границу атмосферы радиации, фирновые бассейны горных ледников — треть, островные покровы и ледниковые языки — около одной десятой.

4. За счет турбулентного теплообмена континентальные ледниковые покровы выхолаживают на 5—10 °С слой воздуха в несколько сотен метров. Поглощение ими тепла соизмеримо с энергией циклонов.

5. Охлаждающее воздействие ледниковых систем на территории СССР много слабее. Расчет их массообмена с привлечением данных внеледниковых метеостанций требует учета различий между ледниковыми и внеледниковыми климатами. Оценка таких различий параллельными наблюдениями приводит к выводу, что на островных ледниковых покровах вертикальный градиент температуры воздуха близок к нормальному. Средний за лето температурный скачок при переходе с каменной на ледяную поверхность равен лишь 0,5—1,0 °С. Совокупное выхолаживание воздуха островными ледниковыми системами достигает 2—3 °С, охватывая слой до 250 м ограниченной горизонтальной протяженности.

6. Отдельные горные ледники также охлаждают лишь ограниченный слой воздуха (порядка 100 м) на ограниченном пространстве. Температурный скачок у их границ также обычно близок к 1 °С, возрастая до 2—2,5 °С на очень крупных ледниках. В компактных ледниковых системах совместное влияние многих ледников может привести к охлаждению ограниченного объема атмосферы на 2—2,5 °С.

7. Вертикальный температурный градиент на горных ледниках несколько ниже нормального из-за охлаждения стекающего с ледниковым ветром воздуха. Влияние горных ледников на влажность воздуха ограничено. Знак его зависит от преобладания процессов испарения или конденсации.

8. Приведенные эмпирические оценки совпадают с результатами балансовых расчетов, учитывающих удельный тепло- и влагообмен на поверхности, теплоемкость воздуха, скорость воздухообмена и толщину трансформированного слоя, определяемую как толщина слоя ледникового ветра.

Глава 3

Гляциологические границы на ледниках — интегральные показатели массообмена

Сеть метеорологических станций в ледниковых районах очень редка, а измерения важнейшего элемента баланса ледников — твердых осадков — проводятся до сих пор со слишком большими погрешностями. Поэтому качественный скачок в развитии методов расчета массообмена на ледниках может быть достигнут путем использования гляциогидроклиматических показателей,

т. е. информации, заложенной в самих ледниках, являющихся, по существу, природными метеорологическими станциями, распределенными в ледниковой зоне в сотни и даже тысячи раз плотнее, чем пункты инструментальных наблюдений.

Сложность использования природных станций связана с интегральным характером их показаний, отражающих комбинацию воздействующих на них факторов. Однако число таких факторов для ледников меньше, чем для большинства других географических показателей климата [245], что облегчает задачу разделения факторов путем совместного анализа гляциологической и традиционной гидрометеорологической информации.

В настоящей работе мы будем опираться на данные о положении гляциологических границ между природными зонами на ледниках, которые могут, как правило, определяться дистанционно, в том числе с воздуха и из космоса, и отражают взаимодействие всех составляющих водно-ледового и теплового балансов ледников.

3.1. Зоны льдообразования на ледниках и климатические условия их существования (стационарные условия)

П. А. Шумским [285] введено понятие зон льдообразования и разработана их классификация с указанием условий существования. Помимо основного деления ледника на области аккумуляции (питания) и абляции (расхода), на границе между которыми мы остановимся позднее, в области аккумуляции им выделяются следующие зоны.

1. Рекристаллизационная зона, в которой на поверхности ледника вовсе не происходит таяния и не выпадает жидких осадков. Шумский не указывает численных характеристик климата на границе этой зоны. Положение нижней границы может быть получено по формулам, связывающим таяние $W_т$ мм со средней летней температурой воздуха $t_л$ °С:

$$W_т = (t_л + 9{,}5)^3, \text{ или } W_т = 1{,}33\,(t_л + 9{,}66)^{2{,}85}$$

(см. (5.3)). Рационально принять за нижнюю границу рекристаллизационной зоны льдообразования уровень со средней летней температурой —10 °С, где таяние обращается в нуль.

2. Рекристаллизационно-инфильтрационная (позднее рекристаллизационно-режеляционная) зона, в которой таяние происходит, но оно так слабо, что количество жидкой воды ($W_т + N_ж$, где $N_ж$ — количество жидких осадков) недостаточно для промачивания годового слоя снега. Шумский не дает определенных климатических характеристик для нижней границы этой зоны. Действительно, такие характеристики зависят от местных особенностей снежной толщи. Однако, по данным калориметрических измерений [267], водоудерживающая способность снега равна 5—8 % его веса. Водоудерживающая способность монолитов снега, поставленных друг на друга, определенная воднобалансовым методом,

равна 15 % [24]. В среднем можно принять, что для промачивания снега требуется количество жидкой воды, равное приблизительно $^1/_{10}$ его веса, а условия существования рекристаллизационно-режеляционной зоны определяются неравенством

$$0 < W_т + N_ж < 0{,}1N_т, \tag{3.1}$$

где $N_т$ — количество твердых осадков.

Как показал Шумский, если обозначить через P объем пор годового остатка снега, а через $F_т$ «запас холода» в леднике, выраженный в эквивалентном количестве воды, которая может быть заморожена за счет этого запаса, то

$$W_т + N_ж < P, \tag{3.2}$$

$$W_т + N_ж < F_т, \tag{3.3}$$

а вся толща льда сохраняет отрицательную температуру.

3. Холодная инфильтрационная (позднее и правильнее холодная инфильтрационно-рекристаллизационная) зона, в которой таяние на поверхности ледников столь интенсивно, что жидкая вода может не только промачивать годовой слой снега, но и проникать в слои, сохранившиеся от предшествующих лет. Однако необходимыми характеристиками этой зоны являются участие рекристаллизации в образовании льда и сохранение среднегодовых отрицательных температур во всей толще ледника (верхние слои фирна могут прогреваться до 0 °С).

Объем пор годового прироста фирна Шумский выражает в долях от твердых осадков:

$$P = KN_т. \tag{3.4}$$

На нижней границе холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоны, по Шумскому, соблюдается условие

$$W_т + \frac{\delta_в}{\delta_н} N_ж = \frac{\delta_н - \delta_в}{\delta_н} N_т. \tag{3.5}$$

Здесь $\delta_в$ — начальная плотность фирна, $\delta_н$ — плотность фирна в конце его инфильтрационного уплотнения, $\frac{\delta_н - \delta_в}{\delta_н} = K_0$ — критическое значение коэффициента K на нижней границе зоны. Величину $\delta_н$ Шумский считал равной 0,80, хотя более строго ее следовало бы считать равной 0,85, ибо такова плотность инфильтрационного льда, образующегося на нижней границе холодной фирновой зоны. За $\delta_в$ Шумский принимал плотность годового остатка фирна после окончания периода таяния (0,48 г/см^3). Это верно, если под величиной $W_т + N_ж$ понимать количество талой воды, остающейся в фирне за пределами годового слоя. Тогда $K_0 = 0{,}4$, а граничные условия[1], по Шумскому, запишутся в виде

$$W_т + N_ж \approx 0{,}4N_т. \tag{3.6}$$

[1] Так же как и П. А. Шумский, мы пока пренебрегаем стоком.

Но в этом случае $W_т + N_ж$ можно определить лишь из данных гляциологических наблюдений. Если же под $W_т + N_ж$ понимать всю сумму таяния и жидких осадков, то граничные условия холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоны могут быть рассчитаны по данным метеорологических наблюдений. Тогда за величину $\delta_в$ следует принимать плотность снега до начала таяния, увеличенную за счет оседания во время таяния. Оседание может быть подсчитано по формуле П. П. Кузьмина [156]:

$$\beta - \frac{h_к - h_н}{h_н} = -3{,}1\rho_н^2 + 3{,}7\rho_н - 1. \tag{3.7}$$

Здесь $h_н$ — толщина снега в начале таяния, $h_к - h_н$ — оседание снега, $\rho_н$ — плотность снега в начале таяния. Тогда

$$\delta_в = \frac{\rho_н}{1 - \beta}. \tag{3.8}$$

В частности, при начальной плотности снега 0,25 г/см^3, характерной для многих горных районов, $\delta_в = 0{,}34$ г/см^3. При начальной плотности снега 0,37 г/см^3, наблюдавшейся нами на Земле Франца-Иосифа и, по-видимому, характерной для районов с сильными зимними ветрами и для гор, $\delta_в = 0{,}39$. Тогда уравнение (3.5) запишем

$$W_т + 0{,}40N_ж = 0{,}60N_т \tag{3.9}$$

для ледников со слабыми зимними ветрами,

$$W_т + 0{,}46N_ж = 0{,}54N_т \tag{3.10}$$

для ледников с сильными зимними ветрами. Если допустить, как это имеет место на Земле Франца-Иосифа или на Кавказе, что $N_ж \approx 0{,}15N_т$, то окажется, что для ледников с сильными зимними ветрами нижняя граница холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоны определяется уравнением

$$W_т + N_ж \approx 0{,}6N_т. \tag{3.11}$$

Для условий Средней Азии, где ветры слабые, а $N_ж = 0{,}05N_т$, выражение (3.11) также верно. Значит, $K_0 \approx 0{,}6$, а не 0,4, как считал Шумский. При принятых соотношениях $N_ж$ и $N_т$ для ледников со слабыми зимними ветрами на этой границе

$$W_т = 0{,}58N_т \approx 0{,}6N_т, \tag{3.12}$$

для ледников с сильными ветрами

$$W_т = 0{,}47N_т \approx 0{,}5N_т, \tag{3.13}$$

т. е. таяние и льдообразование при отсутствии стока равно нестаявшему остатку.

Если учесть оседание фирна, которым Шумский пренебрегал, и полагать, согласно нашим измерениям на Марухском леднике, что оно ответственно за половину уплотнения при превращении фирна в лед, то можно считать, что уплотнение за счет инфильтра-

ционного замерзания идет не от $\delta = 0{,}48$ до $\delta = 0{,}85$, а только «половину пути», т. е. до $\delta_н = 0{,}62$. Тогда уравнения (3.9) и (3.10) запишутся в виде

$$W_т + 0{,}55N_ж = 0{,}45N_т, \tag{3.9а}$$

$$W_т + 0{,}63N_ж = 0{,}37N_т. \tag{3.10а}$$

Для $N_ж \approx 0{,}15N_т$ окажется, что $W_т + N_ж \approx 0{,}5N_т$. Для ледников со слабыми ветрами и $N_ж \approx 0{,}05N_т$ окажется, что $W_т + N_ж \approx 0{,}5N_т$. Тогда, аналогично выводу для (3.12) и (3.13), для ледников со слабыми зимними ветрами на нижней границе холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоны получим

$$W_т \approx 0{,}4N_т, \tag{3.14}$$

а для ледников с сильными зимними ветрами

$$W_т \approx 0{,}3N_т. \tag{3.15}$$

Следует, однако, иметь в виду, что опыты на Марухском леднике проводились в условиях теплой зоны, где роль оседания была намного больше, чем в холодной. Необходимо поставить соответствующие опыты в холодной зоне. До тех пор мы будем считать условием на ее нижней границе $W_т \approx 0{,}5N_т$ при сильных ветрах и присутствии жидких осадков и $W_т \approx 0{,}6N_т$ при отсутствии ветров и жидких осадков.

4. Теплая инфильтрационная (позднее и правильнее теплая инфильтрационно-рекристаллизационная) зона, в которой «запаса холода» недостаточно для замерзания всей инфильтрующейся в ледник жидкой воды, в связи с чем в большей части толщи ледника постоянно сохраняется температура плавления льда. Необходимым условием существования такой зоны является сохранение неравенства

$$W_т + N_ж \geqslant F_т \tag{3.16}$$

в случае, когда

$$W_т + N_ж \geqslant K_0 N_т. \tag{3.17}$$

Кроме того, необходимо соблюдение неравенства

$$F_т < K_0 N_т. \tag{3.18}$$

Значение K_0, согласно (3.11), следует считать равным 0,6. В этой зоне, как и повсюду в области аккумуляции, должно соблюдаться соотношение

$$W_т < F_т + N_т. \tag{3.19}$$

5. Инфильтрационно-конжеляционная зона, где происходит питание «наложенным» льдом. При этом снег превращается в монолитный лед в течение одного периода абляции, минуя стадию фирна. Вода, заполняющая все поры в его сезонном слое, затем замерзает, образуя инфильтрационный или инфильтрационно-конжеляционный лед. Условием существования такой зоны является,

с одной стороны, соблюдение неравенства (3.19), а с другой — либо неравенства (3.17) при условии (3.3), либо неравенства

$$F_т > K_0 N_т \tag{3.20}$$

при условии (3.16).

6. Линия, на которой

$$W_т = F_т + N_т, \tag{3.21}$$

будет границей питания, т. е. линией равенства аккумуляции и абляции. Условием существования области абляции является подток льда с вышележащих частей ледника и соблюдение неравенства

$$W_т > F_т + N_т. \tag{3.22}$$

Для тех же зон П. А. Шумским и Е. Н. Цыкиным [290] предложены более простые наименования, заменяющие характеристики процессов внешними признаками зон: «снежная» для рекристаллизационной, «снежно-ледяная» — для рекристаллизационно-режеляционной, «холодная фирновая» — для холодной инфильтрационно-рекристаллизационной, «теплая фирновая» — для теплой инфильтрационно-рекристаллизационной, «ледяного питания» — для инфильтрационно-конжеляционной. В дальнейшем мы будем пользоваться обеими системами наименований.

Зонам льдообразования соответствует пять типов распределения и сезонного хода температуры в ледниках, выявленных Г. А. Авсюком [4].

В классификации П. А. Шумского, изложенной выше с некоторыми уточнениями, сделано несколько допущений. Первое из них касается пренебрежения процессами испарения—конденсации. Это допущение приемлемо в большинстве случаев, так как нигде испарение или конденсация не составляет более 100 мм. В необходимых случаях поправка может быть введена в величину $N_т$.

Второе, более серьезное допущение, о котором Шумский прямо не пишет, состоит в предположении, что сток внутри толщи фирна возможен лишь после полного израсходования ее запаса холода. Между тем, в случае благоприятных условий для оттока талой воды за пределы фирновой области (большие уклоны, ледяные прослойки) льдообразование по холодному, а не по теплому инфильтрационному типу может идти несмотря на соблюдение условий (3.16)—(3.18). В этом случае не весь запас холода будет израсходован, в особенности в случае изоляции части фирна под водонепроницаемой ледяной коркой.

Поэтому в общем случае выражение $W_т + N_ж$ в указанных неравенствах Е. Н. Цыкин [267] заменил выражением

$$W_т + N_ж - Q = m_{и.л}, \tag{3.23}$$

где Q — сток. Это выражение представляет величину инфильтрационного уплотнения фирна. Тогда условие на нижней границе холодной фирновой зоны запишется в виде

$$W_т + N_ж - Q = h_a \delta_н - h_a \delta_в, \tag{3.24}$$

где h_a — толщина годового слоя нестаивающего остатка фирна. Запас воды в годовом слое монолитного льда равен тогда осадкам минус сток:

$$h_a\delta_н = N_т + N_ж - Q. \quad (3.25)$$

Из (3.24) и (3.25) следует уравнение, аналогичное (3.5):

$$W_т + \frac{\delta_з}{\delta_н} N_ж - \frac{\delta_в}{\delta_н} Q = \frac{\delta_н - \delta_в}{\delta_н} N_т. \quad (3.26)$$

Тогда для ледников со слабыми зимними ветрами

$$W_т - 0{,}4Q \approx 0{,}6N_т, \quad (3.27)$$

а для ледников с сильными зимними ветрами [1]

$$W_т - 0{,}5Q \approx 0{,}5N_т. \quad (3.28)$$

В случае проблематичного пока участия оседания в льдообразовании в холодной фирновой зоне, аналогично выводу выражений (3.15) и (3.16) для случая отсутствия стока, получим для ледников со слабыми зимними ветрами

$$W_т - 0{,}5Q \approx 0{,}4N_т, \quad (3.29)$$

а для ледников с сильными зимними ветрами

$$W_т - 0{,}6Q \approx 0{,}3N_т. \quad (3.30)$$

Заметим, что, используя в расчетах выражения (3.12) и (3.13), мы компенсируем неучет стока неучетом оседания. При величине оседания такой, как на Марухском леднике, эта компенсация достигается при $Q = 0{,}2N_т \approx 0{,}4W_т$ при слабых ветрах (Средняя Азия) и $Q = 0{,}33\ N_т \approx 0{,}7W_т$ при сильных ветрах (Кавказ, Арктика). В фактических условиях она достигается при меньших величинах стока, порядка 0,2—0,3 величины таяния.

Зону, где имеется сток, сохраняются отрицательные температуры фирна, а поры его не заполнены целиком льдом, Г. Н. Голубев [76] предлагает называть субхолодной фирновой подзоной. Условиями ее существования в изложенной системе представлений будут:

$$Q > 0;\ W_т - 0{,}5 > 0{,}5N_т;\ F_т > W_т + N_ж - Q. \quad (3.31)$$

3.2. О зонах льдообразования в нестационарных условиях и о существовании фирново-ледяной зоны

Е. Н. Цыкин указал на широкое распространение такого строения и температурного режима, который вообще противоречил классификации П. А. Шумского: над слоем холодного в течение всего года льда залегает прогревающийся летом до 0 °С фирн. Фирн превращается в лед исключительно инфильтрационным путем. Цыкин считает такое строение верхней толщи ледника устойчивым и выделяет поэтому особую «инфильтрационную», или «фирново-ледяную» зону, характеризующуюся следующими условиями:

$$Q > 0;\ m_{и.л} = W_т + N_ж - Q \approx K_0 N_т. \quad (3.32)$$

Существование на леднике целой зоны, а не линии, на которой выполняются такие условия, возможно лишь при сохранении второго приблизительного равенства в широком диапазоне значений $W_т + N_ж$ и $N_т$ за счет закономерных изменений Q. Такой механизм авторегулирования, по Цыкину [267], заключается в следующем: количество замерзшей инфильтрационной воды определяется, во-первых, запасом холода и, во-вторых, длительностью периода соприкосновения воды с поверхностью холодного льда, который принимается равным периоду абляции. После окончания периода абляции в фирне остается только пленочная влага, количество которой зависит лишь от мощности и плотности фирна. Увеличение объема пор годового остатка в фирне в какой-либо год приводит к уменьшению величины стока, а следовательно, к увеличению льдообразования в фирне и снова к уменьшению его пористости над «погребенным» льдом в период абляции следующего года. Поэтому прежнее (т. е. определяемое периодом абляции) замораживание воды в порах над льдом приведет к большему, чем раньше, наращиванию льда и к сохранению прежней мощности фирна. Противоположные изменения будут способствовать сохранению мощности фирна при уменьшении объема пор.

Разрезы, характерные для фирново-ледяной зоны, оказались широко распространенными на ледниках. В. И. Михалев [182] показал, например, что такой разрез неизбежно разделяет теплую фирновую зону и зону абляции.

Все авторы, выделявшие фирново-ледяную зону, придерживаются мнения Е. Н. Цыкина о сохранении в пределах этой зоны «приблизительного» равенства $m_{и.л} \approx K_0 N_т$ (3.32) и, следовательно, о возможности существования этой зоны при стационарном режиме колонок фирна. Как указано выше, для ледников с морским климатом выражение (3.32) при отсутствии стока приблизительно может быть заменено выражением $W_т = 0{,}5N_т$ (3.13). По-видимому, исходя из наших или независимых от нас аналогичных соображений, В. И. Михалев [182], никак не мотивируя это, заменяет выражение (3.32) на $m_{и.л} = m_{н.с}$ [1], где $m_{н.с}$ — масса нестаивающего остатка снега, равного $N_т - W_т = 0{,}5N_т$. Такая запись неверна при наличии стока, так как тогда $W_т \neq m_{и.л}$. А этот сток Михалев считает как раз отличительным признаком фирново-ледяной зоны.

[1] В статье [137] то же выражение получено нами из недостаточно обоснованной выкладки. Правилен приведенный вывод.

[1] Запись $m_{и.л} = 0{,}4\ m_{в.с}$ у Е. Н. Цыкина [267] — результат ошибки в выкладках.

В работе [137] мы старались показать, что выражение (3.32) не может быть выдержано на сколько-нибудь большом протяжении в пределах этой зоны. Во-первых, нам представляется, что «идеальный» механизм авторегулирования может существовать, лишь при новом допущении о неизменной продолжительности периода соприкосновения поверхности холодного льда с гравитационной водой. Такое допущение может быть принято только при отсутствии застойных вод, остающихся в фирне на осень сверх количества, соответствующего влагоудерживающей способности. Застойные воды мы, например, наблюдали на Марухском леднике [236]. Между тем количество застойных вод должно увеличиваться с усилением таяния, что удлинит период «летнего» льдообразования и наряду с уменьшением годового остатка приведет к исчезновению фирново-ледяной зоны. Лишь на очень крутых участках со свободным оттоком воды невозможно ее застаивание.

Во-вторых, даже если нет застаивания воды, изменение стока не может строго соответствовать изменению величины $K_0N_т$. Действительно, сток есть функция не только объема пор, но и уклона, и количества ледяных корок и прослоек. Изменение пор поэтому не может сопровождаться точно равным ему изменением стока воды из колонки фирна.

Наконец, в третьих, судя по нашим измерениям оседания фирна на Марухском леднике [236], даже при так называемом инфильтрационном льдообразовании роль процессов оседания и рекристаллизации в превращении снега в лед примерно равна роли замерзания воды в порах. Независимый от инфильтрации механизм оседания должен нарушать упомянутое выше авторегулирование.

Авторегулирования и не происходит в действительности. Известно, например, из работ А. Б. Бажева на Новой Земле и В. И. Михалева на Шпицбергене, что толщина фирна уменьшается к границе питания не скачком, а постепенно. Уменьшение же толщины фирна может идти только при условии $m_{и.л} > K_0N_т$. В том случае, когда $m_{и.л} \approx K_0N_т$, толщина колонки фирна при движении через фирново-ледяную зону не меняется. Поэтому не может быть верным, например, утверждение В. И. Михалева [182, с. 117]: «Равенство скорости инфильтрационного льдообразования и толщины годового слоя чистой аккумуляции наблюдается и на верхней, и на нижней границах фирново-ледяной зоны», в особенности если за нижнюю границу, как это делает Михалев, принимать границу питания.

Не остается постоянной толщина фирна в фирново-ледяной зоне и во времени, если движением по горизонтали можно пренебречь, как, например, на ледоразделе ледникового покрова Новой Земли. Там, вопреки гипотезе об авторегулировании, в связи с колебаниями климата неоднократно менялись тип питания и строение фирновой толщи, проходившей стадию, характерную для фирново-ледяной зоны, но не задерживавшейся на ней [183, 193].

Поэтому нам представляется, что в большинстве случаев существование теплого фирна непосредственно над холодным льдом является следствием несоблюдения в природе еще одного, третьего допущения П. А. Шумского, а именно допущения о стационарности климатических условий над рассматриваемой колонкой ледника.

Колебания климата, если они достаточно велики и продолжительны, приведут к смене зоны — образованию толщи фирна над льдом в прежней «зоне ледяного питания» или к заполнению инфильтрационным льдом всех пор в недоступных ранее для воды слоях фирна в холодной фирновой зоне. Однако знак изменений климата меняется, и в результате в верхней части толщи ледника длительное время сохраняются промежуточные состояния, не соответствующие ни настоящему, ни прошлому, ни вообще какому-либо стационарному климату. Именно таким состоянием и является, по нашему мнению, фирново-ледяная зона. Она обладает основными чертами строения, описанными Е. Н. Цыкиным. Но лишь в исключительных случаях в ней выдерживается уравнение (3.32).

Кроме того, даже при стационарном климате на движущемся леднике любой разрез попадает в не соответствующие ему условия, так как он смещается вместе с ледником. Поэтому на холодных ледниках всегда должна существовать зона со строением толщи, промежуточным между фирновой и ледяной зонами.

Рассчитаем ширину фирново-ледяной зоны и зоны ледяного питания на леднике, питающемся по типу холодной фирновой зоны, в условиях неизменного климата и достаточного запаса холода, предотвращающего сток ($Q = 0$). Как сказано выше, условием на нижней границе холодной фирновой зоны будет $W_т = 0{,}5N'_т$, где $N'_т$ — аккумуляция на ее высоте. Разность $N_т - W_т$ здесь, следовательно, также равна $0{,}5\,N'_т$.

Если бы ледник не двигался, то ниже этой границы (вследствие уменьшения твердых осадков и увеличения таяния) имело бы место условие $W_т > 0{,}5N_т$, обеспечивающее отсутствие фирна и существование зоны ледяного питания. Нижней границей последней, совпадающей с границей питания, является уровень, где $W_т = N_т + F'$. Здесь F' — слой талой воды, которая успеет замерзнуть на поверхности ледника на границе питания за период абляции. Эту величину трудно оценить без полевых измерений, но на практике она не превосходит $0{,}1N_т$, поэтому в дальнейшем примем за границу питания уровень, где $N_т - W_т = 0$. Это означает, что в пределах зоны ледяного питания разность между аккумуляцией и таянием изменяется на величину $0{,}5N'_т$.

Если теперь принять постоянной в пределах зоны ледяного питания сумму вертикальных градиентов аккумуляции и абляции, близкую в районе границы питания к энергии оледенения E [287], выражаемой в мм/год на 1 м высоты, то вертикальная протяженность зоны ледяного питания на неподвижном леднике будет

равна $0{,}5N'_т/0{,}1E = 5N'_т/E$. Множитель 0,1 связан с единицей измерения, принятой для E. Обозначим

$$D = \frac{5N'_т}{E}. \qquad (3.33)$$

Протяженность ледяной зоны по горизонтали при условии постоянства уклона поверхности ледника α была бы $5N_т/E \operatorname{tg}\alpha$.

В движущемся леднике (скорость V м/год) расстояние по вертикали между нижней границей холодной фирновой зоны и границей питания будет по-прежнему равняться $5N'_т/E$ м, фиксированный столбик льда пройдет его за $5N'_т/E\,V\operatorname{tg}\alpha$ лет, но теперь это расстояние не будет совпадать с вертикальной протяженностью зоны ледяного питания. Действительно, внутри этого интервала фирн не может образоваться вновь или увеличиться в толщине. Однако он туда поступает сверху и исчезает лишь постепенно, по мере заполнения пор льдом.

Скорость исчезновения фирна равняется разности между заполняемым льдом объемом пор и вновь возникающим объемом. Лишь тогда, когда все поры будут заполнены, в выделенном нами столбике установится разрез зоны ледяного питания. До этого в каждом из столбиков сохраняется разрез, характерный для фирново-ледяной зоны. Заметим, что такой разрез возможен при принятом нами условии об отсутствии стока, в связи с чем последний не может считаться ни необходимым, ни достаточным признаком фирново-ледяной зоны, хотя он в ней и возможен.

Рассмотрим протяженность фирново-ледяной зоны. К принятым допущениям добавим лишь одно новое — постоянство скорости движения льда на интересующем нас участке. В связи с небольшой протяженностью участка все наши допущения не внесут значительной ошибки.

Пусть суммарный объем пор в колонке фирна сечением 1 см^2 на нижней границе холодной фирновой зоны в пересчете на слой равен U см. В первый год слой пор в фирновом разрезе уменьшится на величину R. Если энергия оледенения (изменение чистого баланса по высоте) E обусловливается только изменением абляции, а аккумуляция с высотой не меняется, то скорость прироста пор (см/год^2) уменьшается на $0{,}1\,E\,V\operatorname{tg}\alpha$ за счет их дополнительного стаивания и на ту же величину из-за дополнительного замерзания воды в порах. В результате общий прирост пор в фирне за год уменьшится на $EV\operatorname{tg}\alpha/5$. Если же абляция остается неизменной, а уменьшение чистого баланса будет происходить только за счет сокращения аккумуляции, то объем инфильтрационного замерзания останется прежним, а прирост пор снежного остатка и всего фирнового разреза уменьшится на $E\,V\operatorname{tg}\alpha/10$. Следовательно,

$$\frac{EV\operatorname{tg}\alpha}{5} > R > \frac{EV\operatorname{tg}\alpha}{10}. \qquad (3.34)$$

Если допустить, что вертикальные градиенты абляции и аккумуляции равны, то уменьшение скорости прироста пор в первый год будет

$$R = \frac{3EV\operatorname{tg}\alpha}{20}, \qquad (3.35)$$

в том числе на $R/2$ за счет уменьшения аккумуляции и на $R/2$ за счет увеличения абляции. Затем скорость этого уменьшения будет

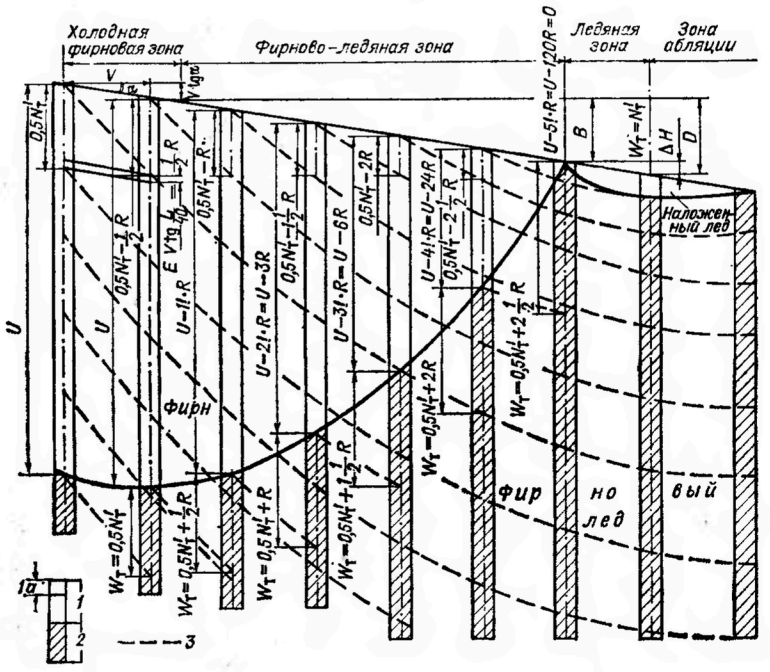


Рис. 5. Изменение объема пор в колонках фирновой толщи с интервалом 1 год при переходе от холодной фирновой зоны к зоне абляции.

1 — объем пор в фирне, *1а* — объем пор в слое фирна последнего года, *2* — объем льда, *3* — граница годовых слоев (изохроные поверхности).

возрастать в арифметической прогрессии, разность которой также равна R. Пусть фирн исчезнет полностью через T лет. Скорость уменьшения за счет изменения аккумуляции и абляции отдельно будет расти с разностью $R/2$ (рис. 5).

Полное исчезновение пор произойдет тогда, когда сумма членов арифметической прогрессии S_n окажется равной U. Как известно,

$$S_n = \frac{n(a_1 + a_n)}{2}, \qquad (3.36)$$

где $a_n = a_1 + (n-1)r$. Здесь n — число членов, r — разность прогрессии. В нашем случае $r = R$, $n = T$, $a_1 = R$. Тогда, вычисляя S_n, получим

$$U = S_n = \frac{RT(T+1)}{2}. \qquad (3.37)$$

Подставляя в (3.37) выражение для R по формуле (3.35), получим

$$T^2 + T = \frac{40}{3} \frac{U}{EV \operatorname{tg} \alpha}. \tag{3.38}$$

Отсюда

$$T = -\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} + \frac{40U}{3EV \operatorname{tg} \alpha}} \approx \sqrt{\frac{40U}{3EV \operatorname{tg} \alpha}}. \tag{3.39}$$

Если $T > \frac{5N'_т}{EV \operatorname{tg} \alpha}$, то фирн сохранится некоторое время даже в зоне абляции. Зона же ледяного питания будет вообще отсутствовать, даже если для нее существуют подходящие климатические условия. Ширина «переходной» фирново-ледяной зоны ΔM м на леднике будет

$$\Delta M = VT, \tag{3.40}$$

расстояние между верхней и нижней ее границами

$$B = VT \operatorname{tg} \alpha. \tag{3.41}$$

Если $T \leqslant 5N'_т E V \operatorname{tg} \alpha$, то протяженность зоны ледяного питания по горизонтали $\Delta L_м$ равна

$$\Delta L = V \left(\frac{5N'_т}{EV \operatorname{tg} \alpha} - T \right), \tag{3.42}$$

а расстояние по высоте между ее верхней и нижней границами ΔH м равно

$$\Delta H = (D - B), \tag{3.43}$$

где D и B определяются формулами (3.33) и (3.41). Находим

$$\Delta H = V \operatorname{tg} \alpha \left(\frac{5N'_т}{EV \operatorname{tg} \alpha} - T \right). \tag{3.44}$$

Для облегчения расчетов и выявления роли отдельных параметров нами совместно с Г. С. Хованским [147] выполнено номографирование зависимостей (3.38), (3.41), (3.33) и (3.44).

На рис. 6 приведена барицентрическая номограмма, решающая системы уравнений (3.38) и (3.41) относительно величин B и T (вертикальной протяженности фирново-ледяной зоны и времени существования в ней фирна). Ответы B и T прочтем в поле (B, T) в середине отрезка, соединяющего отмеченные точки.

В качестве примера рассмотрим условия на исследовавшемся нами леднике Гергети на Кавказе. Пусть $U = 300$ см, $V = 100$ м/год, $E = 2$ мм/год на 1 м, $\alpha = 5°$, тогда $B = 130$ м и $T = 15$ лет.

На рис. 7 приведена составная шкальная номограмма из выровненных точек, разрешающая систему уравнений (3.33) и (3.44) относительно величин D и ΔH (расстояния по вертикали от границы питания до границы холодной фирновой зоны и до фирновой

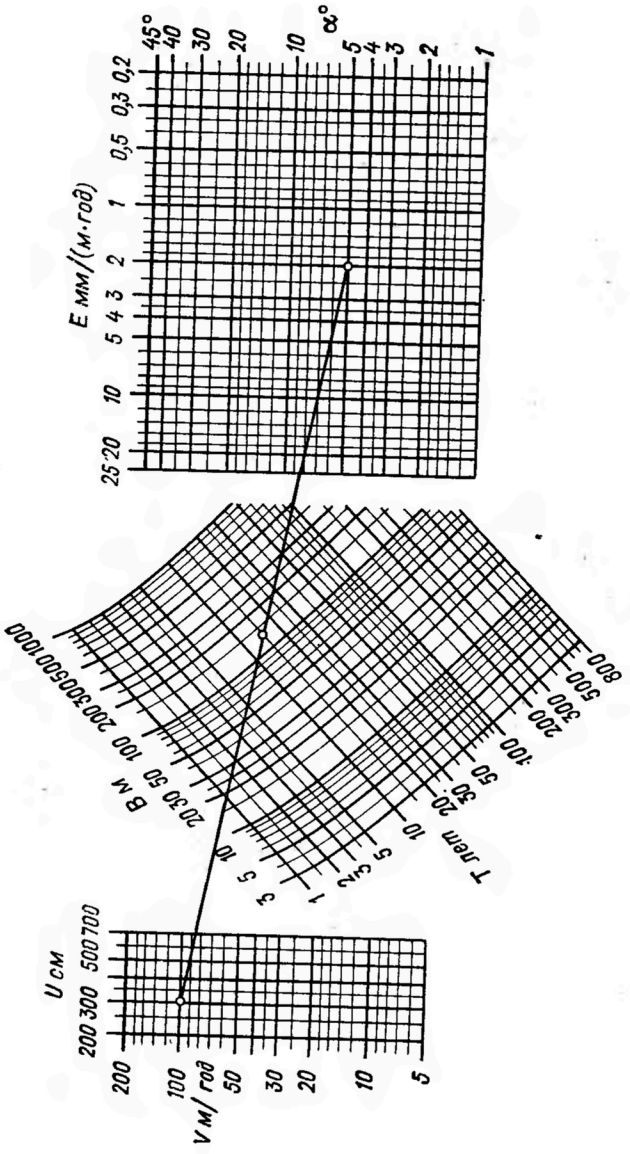


Рис. 6. Номограмма для расчета вертикальной протяженности фирново-ледяной зоны B и времени сохранения фирна ниже границы холодной фирновой зоны T. Пример для условий ледника Гергети (Кавказ).

E — энергия оледенения, α — наклон поверхности ледника, U — объем пор в фирне на нижней границе холодной фирновой зоны, V — скорость движения льда ледника.

линии). Последняя величина равна вертикальной протяженности зоны ледяного питания.

В качестве примера рассмотрим опять условия для ледника Гергети. Пусть $N'_т = 100$ см/год, $E = 2$ мм/год на 1 м, $B = 130$ м; тогда $D = 250$ м, а $\Delta H = 120$ м.

Из номограммы на рис. 6 следует, что протяженность фирново-ледяной зоны по высоте B возрастает с уменьшением энергии оледенения E, ростом уклона поверхности ледника α, скорости его

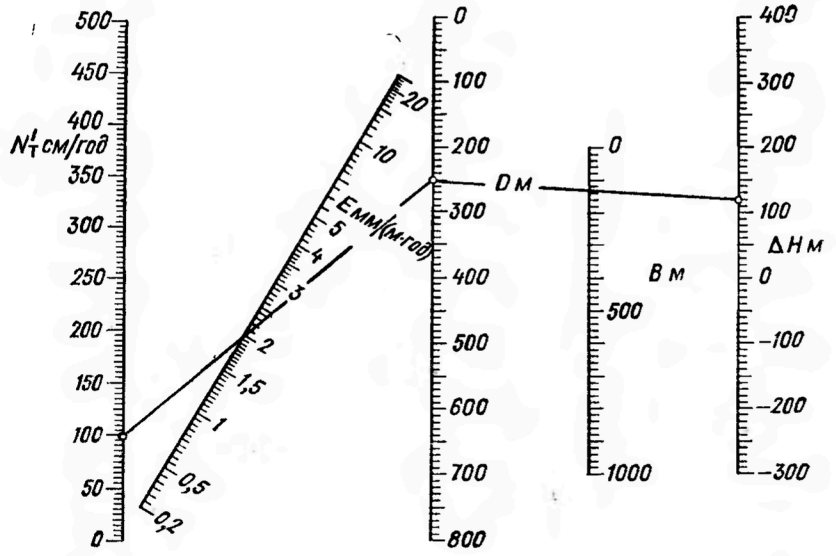


Рис. 7. Номограмма для расчета вертикальной протяженности ледяной зоны ΔH и расстояния между нижней границей холодной фирновой зоны и границей питания D. Пример для условий ледника Гергети (Кавказ).

$N'_т$ — количество твердых осадков на высоте фирновой границы, E — энергия оледенения, B — вертикальная протяженность фирново-ледяной зоны.

движения V и суммарного объема пор в фирновой толще на ее нижней границе U и уменьшается при противоположных изменениях.

Протяженность зоны ледяного питания ($\Delta H = D - B$) определяется сочетанием факторов, влияющих на D и B (рис. 7). О воздействии рассматриваемых параметров на B сказано выше. На протяженность зоны ледяного питания ΔH они, естественно, влияют противоположным образом. Однако величина D зависит от $N'_т$ и E, к которым не остается безразличной также и протяженность фирново-ледяной зоны B. При этом с ростом E величина D, так же как и B, уменьшается. Поэтому ширина зоны ледяного питания с изменением E при фиксированных прочих параметрах меняется сравнительно медленно, хотя и уменьшается с ростом E, входящего в выражение для D в степени —1, а для B в степени —1/2.

Сложнее оценить зависимость ширины зоны ледяного питания от количества твердых осадков $N'_т$. С одной стороны, рост $N'_т$ влечет за собой увеличение D, а следовательно, и ΔH. Однако с увеличением осадков, как показывают наблюдения и элементарные рассуждения (рассмотрение баланса массы и уравнения неразрывности), растут также и объем пор в фирне U, и скорость движения ледника V, и энергия оледенения E, что приводит к сокращению протяженности зоны ледяного питания или полному исчезновению этой зоны вследствие роста фирново-ледяной зоны B. Таким образом, хотя по номограмме рост $N'_т$ ведет к росту ΔH, это верно лишь при других фиксированных параметрах. Как правило же, высоким значениям $N'_т$ соответствуют высокие значения E, V и U, что ведет к малым значениям ΔH. Наличие или отсутствие взаимной корреляции между параметрами необходимо учитывать при оценке их влияния на протяженность зон льдообразования.

Близкие друг к другу значения B могут быть получены при любых сочетаниях V и α, U и E. Следовательно, соответствующие пары параметров взаимно независимы. Таким образом, мы приходим к двум нетривиальным выводам: о независимости скорости движения ледника в районе фирновой линии от угла наклона поверхности ледника в этом районе и независимости мощности фирна от энергии оледенения.

Для обоих выводов может быть найдено физическое объяснение. Скорость движения связана с мощностью ледника и его горизонтальными размерами. Лед движется не под влиянием локального уклона, а под влиянием поля напряжений во всем леднике. Мощность фирна в холодной фирновой зоне связана с интенсивностью ряда процессов массо-энергообмена (накопление осадков, таяние, потоки тепла и холода, оседание), а не с их изменениями.

Наоборот, ограничение диапазона возможных колебаний величин D и B накладывает требование существования корреляции энергии оледенения E со скоростью движения V, углом наклона α и твердыми осадками $N'_т$. Например, при осадках $N'_т = 400$ см/год и энергии оледенения $E = 2$ мм/год на 1 м в условиях примера, рассмотренного на рис. 6 и 7, высотная протяженность ледяной зоны составила бы 500—600 м, чего никогда не наблюдалось в природе. Дело в том, что при таких осадках энергия оледенения всегда оказывается большей. Протяженность зон льдообразования более чувствительна к изменениям величин твердых осадков, энергии оледенения и скорости движения в пределах возможного диапазона их изменений, чем к начальному объему пор фирна.

Из номограммы, наконец, следует возможность оценки твердых осадков в горах по значениям α, V, U и B. Все эти характеристики можно определить в поле во время летнего сезона. Тогда из

номограммы определяется E, D, а затем и $N'_т$. При известной зависимости между $N'_т$ и E для определения осадков достаточно знать расстояние по высоте между нижней границей холодной фирновой зоны и границей питания. Эта зависимость заслуживает специального изучения. В качестве примера мы обработали данные, приведенные П. А. Шумским [287]. Грубо эта зависимость близка к квадратичной:

$$E \approx 0{,}0004\,(N'_т)^2 + 0{,}02N_т. \tag{3.45}$$

Тогда, согласно (3.34),

$$D = \frac{5N'_т}{0{,}0004\,(N'_т)^2 + 0{,}02N_т}. \tag{3.46}$$

Здесь D — в метрах, $N_т$ — в сантиметрах слоя в год. Отсюда

$$N'_т = \frac{5 - 0{,}02D}{0{,}0004D}. \tag{3.47}$$

В той мере, в какой верно (3.45), D, а следовательно, и ΔH (вертикальная протяженность зоны ледяного питания) не должны превышать 250 м.

При наличии стока заполнение пор фирна будет идти медленнее, так как только часть талой воды пойдет на льдообразование. Частично (но только частично) будет срабатывать разобранный выше механизм авторегулирования, по Е. Н. Цыкину. Значит, приведенные выше расчеты дают верхний предел протяженности зоны ледяного питания и занижают протяженность фирново-ледяной зоны. Однако вследствие уменьшения аккумуляции скорость нарастания пор будет уменьшаться так же, как и при отсутствии стока. Уменьшится лишь влияние роста абляции. Процесс будет идти в условиях, близких к левой части неравенства (3.34), а формула для вертикальной протяженности фирново-ледяной зоны B будет ближе к виду

$$B = V \operatorname{tg}\alpha\left(-\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} + \frac{20U}{EV \operatorname{tg}\alpha}}\right). \tag{3.48}$$

Величина B, а значит и протяженность фирново-ледяной зоны возрастут, но не более чем на 15—20 %, поскольку они не могут быть большими, чем следует из выражения (3.48):

$$V \operatorname{tg}\alpha\left(-\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} + \frac{40U}{3EV \operatorname{tg}\alpha}}\right) \leqslant B \leqslant$$

$$\leqslant V \operatorname{tg}\alpha\left(-\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} + \frac{20U}{EV \operatorname{tg}\alpha}}\right). \tag{3.49}$$

Для примера с ледником Гергети это означает, что вертикальная протяженность фирново-ледяной зоны там может достигать 150 м, а зоны ледяного питания оставаться в пределах 100 м.

Аналогичные рассуждения могут быть применены и к переходу от теплой фирновой зоны к зоне абляции. Здесь также непременно

существует фирново-ледяная зона и может (но не обязательно!) существовать зона ледяного питания. При расчете их протяженности в качестве начального условия должны быть взяты соотношения:

$$W_т = 0{,}5N'_т \text{ и } N'_т - W_т = F, \tag{3.50}$$

где F — запас холода в пересчете на слой замороженной им воды. Тогда

$$D = \frac{10F}{E}. \tag{3.51}$$

Величина B вычисляется аналогично случаю перехода холодной фирновой зоны в зону абляции: $H = D - B$.

Для случая изменения климата во времени требуется предположение о линейности этих изменений для осадков и таяния. Вместо выражения E V $\operatorname{tg}\alpha/10$ во все расчеты следует тогда вводить величину $\Delta N'_т/\Delta\tau + \Delta W_т/\Delta\tau$, где τ — время. Тогда D будет равно времени между исчезновением условий существования холодной фирновой зоны ($W_т = 0{,}5N'_т$) и наступлением условий зоны абляции ($W_т = N_т$). Величина B — время исчезновения фирна и продолжительность существования фирново-ледяной зоны при однонаправленном процессе, $\Delta H = D - B$ время существования ледяной зоны, если таковая сможет возникнуть.

3.3. Граница питания и связанные с ней уровни на ледниках

Наиболее информативной для суждения о климате и стоке гляциологической границей является граница питания ледников. Однако с использованием высоты границы питания ледников в гляциогидроклиматологических расчетах связаны по крайней мере четыре проблемы, нерешенность которых затрудняла расчеты и возможность сопоставления гляциологических данных со стандартными гидрометеорологическими.

1. Каким способом определять высоту границы питания на ледниках для данного года и в среднем за многолетний период, как сопоставлять неоднородные данные о ней, каким периодам осреднения соответствуют косвенные методы? 2. Какой ряд наблюдений за высотой границы питания достаточен для определения ее многолетнего среднего положения — климатической нормы, иначе, какова ошибка такого определения по одному году или ограниченному числу лет наблюдений? 3. Как заполнять пропуски в рядах наблюдений за высотой границы питания и как продлевать такие ряды? 4. Как разделить фоновую пространственную изменчивость высоты границы питания, отражающую макро- и мезоклиматические условия, от локальной изменчивости, отражающей микроклиматические или, точнее, ороклиматические условия в данном ледниковом бассейне?

На первые три проблемы неоднократно обращал внимание М. В. Тронов, говоривший, что только с их решением высота гра-

ницы питания станет таким же климатическим параметром, каким является температура воздуха или продолжительность залегания снежного покрова, и который смогут использовать в расчетах гидрометеорологи.

Все четыре проблемы были исследованы нами совместно с Л. Н. Шантыковой [150].

Рассмотрим полученные результаты. Вопросы определения снеговой границы, границы питания, фирновой границы и их разновидностей достаточно подробно освещены в обзорных работах [133, 249]. Остановимся лишь на определениях, удобных для гляциогидроклиматологических расчетов и расчетов, принятых в настоящей работе.

Высота границы питания ледника — уровень, на котором аккумуляция равна абляции. От нее следует отличать *поверхностную границу питания*, соответствующую равенству аккумуляции и абляции на поверхности ледника. При отсутствии многолетнего фирна эти границы совпадают, так как таянием на ложе и внутриледным таянием можно пренебречь в сравнении с поверхностным. Если же граница питания проходит на поверхности фирна, что бывает в тех случаях, когда $B>D$, т. е. когда фирново-ледяная зона проникает в область абляции, поверхностная граница питания оказывается выше, так как суммарная абляция меньше поверхностной на величину внутреннего питания.

Граница питания может быть определена на основе данных реечных наблюдений за удельным балансом массы. Методы определения снеговой или фирновой границы на основе оценки распределения удельного баланса массы по леднику в действительности также являются методами определения высоты границы питания. К ним относится, во-первых, метод Куровского [310], основанный на допущении линейного изменения абляции и аккумуляции (или хотя бы удельного баланса массы) с высотой и на допущении стационарности ледника. Согласно этому методу, высота границы питания отождествляется со средней высотой ледника, взвешенной по площади высотных зон. Допущение о линейности изменения абляции с высотой вносит систематическую ошибку. Как правило, кривая зависимости абляции от высоты — вогнутая [148]. В этом случае граница питания должна лежать ниже средней взвешенной высоты ледника. Ошибки из-за допущения стационарности ледника и линейности изменения абляции имеют одинаковый знак в периоды наступания ледников и противоположный (компенсируют друг друга) в периоды их сокращения.

Во-вторых, метод Гефера, согласно которому граница питания определяется как среднее арифметическое из высот обрамления фирнового поля и концов ледников. Метод часто дает завышенные результаты из-за высоких отметок скального обрамления ледников.

В-третьих, упрощенный метод, когда за высоту границы питания принимается середина между высотами начала и конца ледника. Специальное исследование показало, что результаты применения этого метода не дают систематического отклонения от метода Куровского. Случайное отклонение характеризуется средней квадратической ошибкой ±60 м [42].

Все три косвенных метода соответствуют среднему многолетнему положению высоты границы питания, так как только за ряд лет форма и распределение масс ледника по высоте отразит климатические условия. Для горных ледников время оборота массы в них имеет порядок около 100 лет.[1] Можно ожидать, что и осредненная реакция положения и формы ледника на климат отражает условия такого же периода.

Эта оценка хорошо подтверждается сопоставлением, выполненным для ледника Центральной Туюксу [150], где высота границы питания, определенная по Куровскому, хорошо совпала со средней из наблюдеиных и рассчитанных по данным метеорологической станции высот границы питания за 95 лет (в том числе 35 лет — наблюденные значения). Причем расхождение составило лишь 10 м, что доказывает невозможность улучшения результата за счет увеличения периода прямых наблюдений. Расхождение с прямыми измерениями за 35 лет оказалось больше (+20 м) и имело другой знак (табл. 7).

Как показано выше, величины и знак расхождения между фактическими высотами границы питания и их расчетными значениями, определенными методом Куровского, не случайны, они связаны с изменениями баланса массы ледника, а значит, и с изменениями климата. Если предположить линейное изменение расхождения от периода наблюдений за последние 35 лет к периоду за последние 95 лет, то окажется, что оно было нулевым по сравнению с периодом за последние 70 лет.

По данным К. Г. Макаревича [191], среднее из величин чистой аккумуляции и чистой абляции за период наблюдений (8 лет) равнялось 1,3 млн. м³. Объем же этого ледника, по расчету Н. Н. Пальгова [191], равен 182 млн. м³, или в пересчете на воду 155 млн. м³. Тогда скорость оборота массы в этом леднике равна 140 годам, а следовательно, время приспособления распределения площади ледника по высоте к климатическим условиям равно половине оборота его массы.

Области питания и расхода различаются не только по знаку баланса массы, но и по характеру движения. В области питания в стационарном случае в системе координат, связанной с поверхностью, скорость движения имеет вектор с составляющей «вниз», в области расхода — «вверх». Линия, где скорость ледника параллельна его поверхности, названа *кинематической границей питания* [289]. В поле эта граница может быть определена геодезиче-

[1] В отличие от А. О. Кеммериха [124], при вычислении времени оборота массы мы делили объем ледника не на объем годовой абляции или аккумуляции, а на объем чистой аккумуляции, так как только она участвует в формировании формы и массы ледника.

Таблица 7

Отклонение (м) высоты границы питания, определенной по косвенным методам, от средней за период прямых наблюдений

Ледник	Морфологический тип	Период прямых наблюдений	Высота границы питания по прямым наблюдениям и ее изменчивость, м	Метод					
				Куровского	Щегловой	Гефера	Брюкнера	Гесса	Рейда
Центральный Туюксу	Долинный	1937—1972	3740±70	—20	+10	+50	—100	—90	+10
»	»	1879—1972[1]	3710±70	+10	+40	+80	—70	—60	+40
Иглы Туюксу	Карово-долинный	1957—1972	3700±50	+40	—50	+80	—50	—80	+10
Молодежный	Висячий	1957—1972	3680±70	+20	—30	+70	—100	—160	—110
Машук Мамстовой	Шлейфовый	1957—1972	3790±40	+40	—40	—20	—40	—60	—30
Маяковского	Висячий	1957—1972	3740±50	+30	+10	+60	—40	—90	—
Малый Актру	Долинный	1957—1972	3130±120	+40	+220	—380	—130	—30	—380
Марухский	»	1966—1974	2940±50	—10	0	—	—30	—110	—180

[1] За период 1879—1936 гг. по связи с метеорологическими параметрами.

скими методами. Косвенными методами определения кинематической границы питания можно считать методы определения снеговой границы Х. Рейда, Х. Гесса, О. П. Щегловой. Все они отражают различия между областями питания и расхода, связанные с различиями в характере движения: наличие бергшрунда в первой из них и поверхностной морены во второй, вогнутый профиль поверхности области аккумуляции и выпуклый — области абляции, сужение и увеличение уклона ледников с переходом из области наращивания их массы в область ее убыли.

Метод Рейда может быть применен дистанционно, в том числе при обработке космических снимков. На снимках масштаба 1 : 1,5 млн. со станции «Салют» от 14 июня 1971 г., выполненных космонавтами Г. Т. Добровольским, В. Н. Волковым и В. И. Пацаевым, мы выделили полосы поверхностных морен на ледниках Иныльчек, Северный Иныльчек в Тянь-Шане и на Талдуринском леднике на Алтае [58].

Кинематическая граница питания мало колеблется от года к году, являясь намного более устойчивой, чем «балансовая» граница питания [289]. Однако, судя по данным табл. 7, период ее приспособления к климатическим условиям примерно такой же, как и период приспособления других морфологических особенностей ледников. Среднее отклонение ее высоты по методам Щегловой, Рейда и Гесса от фактической средней высоты границы питания за 95 лет меньше, чем отклонение за 35 лет, и так же, как в методе Куровского, отклонения поменяли знак. В связи с этим период приспособления и в этом случае можно оценить в 70 лет, несмотря на меньшую амплитуду колебаний.

С границами питания на леднике связаны снеговая и фирновая границы. Граница снега с многолетним фирном или льдом меняет положение в течение сезона и может быть названа *границей сезонного снега* [133]. Ее положение, максимальное в данном году, обычно в конце периода абляции, называется *снеговой границей*.

Снеговая граница близка к границе питания данного года, кроме случаев сохранения ниже нее зоны ледяного питания. Амплитуда ее колебаний очень велика, но в среднем многолетнем она близка к верхней границе зоны ледяного питания, а в случае ее отсутствия — к поверхностной границе питания. В отдельные годы отклонения от этих многолетних характеристик могут быть очень большими.

Граница между многолетним фирном и льдом — *фирновая граница*. В отдельные годы амплитуда ее колебаний мала. Она совпадает с нижней границей фирново-ледяной зоны и соответственно в среднем многолетнем может находиться как выше, так и ниже границы питания. В отдельные годы снеговая граница (и граница питания) сильно отклоняется от фирновой границы. Однако в среднем многолетнем высота снеговой границы мало отличается от фирновой границы (разница связана с эффектом выноса фирна). В случае нечеткого различия фирна и снега на снимках

подмена средней многолетней высоты снеговой границы (а при отсутствии зоны ледяного питания и границы питания) средним положением из нижних значений двух границ (фирновой и снеговой) без дифференциации снежной и фирновой поверхностей приводит к ошибке, не превышающей 20—30 м, т. е. эта ошибка не превышает ошибку полевых определений снеговой границы [68].

Таким образом, фирновая граница осредняет высоту снеговой границы за ряд лет и находится на некотором постоянном расстоянии $\Delta H = (D—B)$ от среднего положения высоты границы питания. Расстояние ΔH обычно невелико, порядка первых десятков метров. О продолжительности периода осреднения, отраженного фирновой границей, можно судить по числу годовых слоев в фирновой толще невдалеке от фирновой границы, так как именно за это число лет она сформировалась. Число этих слоев обычно соответствует 5—15 годам (см., например, [236]).

Климатические условия в среднем за 5—15 лет могут сильно отличаться от условий, осредненных за период порядка 80—100 лет. Даже 30—40-летние периоды могут характеризовать аномальные климатические эпохи [12, с. 364—368]. Правда, на ледниках и вообще в высокогорной зоне изменчивость климата уменьшается. Судя по данным для бассейнов МГД, случайные колебания аккумуляции и абляции характеризуются коэффициентами вариации порядка 0,20, следовательно, десятилетнее осреднение обеспечивает достаточную страховку от случайных аномалий (коэффициент вариации для 10-летних средних должен быть в $\sqrt{10}$ раз меньшим, чем для ежегодных данных). Однако оно не гарантирует отсутствия систематических отклонений от многолетних норм.

Для 306 ледников Памира высоты фирновой границы мы сопоставили со средними высотами ледников по упрощенному методу Куровского [145]. Среднее квадратическое отклонение оказалось равным 122 м, из которых на систематическое различие (за счет отличия высоты границы питания от высоты нижней границы фирново-ледяной зоны и климатической аномалии) приходилось только 15 м. Случайное же расхождение составило 107 м. Из них, судя по приведенным выше оценкам, 60 м обусловливаются несовпадением упрощенного метода с полным методом Куровского, а 90 м $\approx \sqrt{107^2 - 60^2}$ приходятся на расхождения, связанные с допущениями метода Куровского и неточностями в определении фирновой линии.

Как снеговая, так и фирновая линии легко опознаются на местности, в том числе дистанционно (рис. 8). Следует обратить внимание на успешное использование стереоэффекта [58] как одного из способов отделения снега от облачности на снимках.

К косвенным методам определения снеговой или фирновой границы относятся определение «уровня 365 дней» путем экстраполяции продолжительности залегания снежного покрова на станциях, использование связей высоты границы с показателями климата на ближайших метеорологических станциях [198] и расчет

по принятому постоянному для всех ледников значению ледникового коэффициента, определяемому по площадям, ограниченным этими границами (метод Брикнера).

По отношению к ледниковым системам (но не отдельным ледникам) представляет большой интерес *предел оледенения* — по-



Рис. 8. Склоновый ледник № 904 (площадь 0,8 км²) в бассейне р. Шахдара на восточном макросклоне Ишкашимского хребта (Памир), 12 августа 1973 г. *Фото О. В. Рототаевой.*

а — лед в области абляции, *а*-1 — наложенный лед в ледяной зоне, *б* — обнаженный многолетний фирн, *в* — сохранившийся сезонный снег.

нятие, введенное в гляциологию Брикнером [298]. Речь идет о поверхности, выше которой преобладают горы с ледниками, а ниже — горы без ледников. Эта поверхность, естественно, выше, чем граница питания на отдельных ледниках, приблизительно на величину положительной разности оледенения. Она остается, однако, ниже «уровня 365 дней», соответствующего отсутствию концентрации снега на ледниках.

3.4. Временна́я изменчивость высоты границы питания на ледниках и требования к длине рядов наблюдений за ней

Около 80 рядов наблюдений за высотой границы питания или снеговой границы обработано с целью определения ее временно́й изменчивости. Длина рядов — от 4 до 35 лет, так что полученные значения среднего квадратического отклонения во времени $\sigma_{вр}$ оцениваются ориентировочно. Для разных ледников $\sigma_{вр}$ колебалась от 25 до 200 м. Чаще всего ее значение было близким к 100 м, что соответствовало предельной амплитуде ($\pm 3\sigma$) 600 м. Из этих оценок следует, что косвенные методы, указанные

в табл. 7, и в первую очередь метод Куровского, дают меньшие ошибки для оценки среднего многолетнего положения границы питания, чем наблюдения за снеговой границей в отдельные годы. Наблюдения за фирновой границей, отражающей многолетние условия, по-видимому, предпочтительней косвенных методов.

Анализ, выполненный для ледника Центрального Туюксу, имеющего самый длинный ряд наблюдений, показал, что, во-первых, влияние условий предыдущего года на условия последующего не обнаруживается. Значения коэффициентов автокорреляции с интервалами 1, 2 и 3 года равны соответственно 0,10, —0,20 и —0,03. Во-вторых, распределение высоты границы питания во времени подчиняется случайному закону. Ускоренное нарастание абляции вниз от границы питания [148] компенсируется таким же ускоренным нарастанием аккумуляции к тыловым стенкам каров.

О различиях в величине временно́й изменчивости в зависимости от морфологического типа ледника и интенсивности его питания можно судить по табл. 8, где ледники разбиты на группы с близкими морфологическими и режимными характеристиками. Средние для групп значения $\sigma_{вр}$ определены путем осреднения $\sigma_{вр}$ для всех ледников в группе, взвешенных по продолжительности каждого из рядов.

Таблица 8

Средние квадратические отклонения (м) во временны́х рядах высоты границы питания на ледниках различных групп

Тип ледников	Интенсивность аккумуляции на высоте границы питания, г/(см²·год)	
	⩾200	⩽100
Ледниковые купола	128	71
Долинные ледники	118	88
Каровые ледники	81	—
Висячие ледники	107	72
В среднем	110	84

Мы предприняли также попытку ввести гипотезу эргодичности, предположив однородность рядов в каждой из групп. Тогда эти ряды, представленные в виде отклонений от среднего, могли бы рассматриваться как единый ряд с числом членов порядка ста и больше. Это сделало бы надежными значения $\sigma_{вр}$. Гипотеза об эргодичности не выдержала проверки критерием однородности, по Бартлету, на 5 %-ном уровне значимости. Однако результаты вычислений $\sigma_{вр}$ с применением гипотезы эргодичности оказались очень близки к результатам, полученным в табл. 8.

Разница между ледниками «морских» и «континентальных» климатов значима на 5 %-ном уровне. Бо́льшая изменчивость высоты границы питания — следствие большей изменчивости элементов, определяющих баланс массы ледника в условиях морских климатов. При одинаковых изменениях таких элементов сместить границу питания на ледниках с большей энергией оледенения сложнее [287], энергия же оледенения на ледниках с морским климатом больше.

Из табл. 8 следует далее малая изменчивость высоты границы питания на каровых ледниках, где большую роль в аккумуляции играет метелевая и лавинная концентрация снега, зависимость которой от климатических условий не совпадает с зависимостью твердых осадков от тех же условий. Наибольшая изменчивость отмечается на хорошо увлажненных ледниковых куполах, где лавинное питание совсем отсутствует. От размеров ледников временна́я изменчивость высоты границы питания зависит слабо. Она наибольшая на долинных ледниках среднего размера. На малых ледниках изменчивость ограничена «фактором емкости» [248], на больших (>20 км²) — влиянием инерции ледника, умеряющей колебания климата на нем.

Приведенные в табл. 8 характерные значения случайной $\sigma_{вр}$ показывают, что для определения средней многолетней высоты границы питания с ошибкой 30—50 м, равной точности полевых определений, достаточен ряд наблюдений за высотой границы питания продолжительностью 10—15 лет. При этом остается систематическая ошибка, связанная со сменой климатических эпох.

3.5. Возможность временно́го приведения рядов высоты границы питания на ледниках

Для выбора метода приведения рядов высоты границы питания мы выполнили приведение коротких рядов наблюдений (12 лет) на ледниках Иглы Туюксу, Маншук Маметовой и Молодежный к более длинному (35 лет) ряду на леднике Центральный Туюксу. Данные о высоте границы питания получены Н. Н. Пальговым и К. Г. Макаревичем [191]. Ошибка приведения была оценена на независимом материале еще четырех лет наблюдений на этих ледниках, не учтенных при определении операторов приведения. Результаты приведены в табл. 9.

Метод корреляции состоял в составлении уравнения регрессии между высотами границы питания на исследуемом и опорном ледниках. Его ошибка — отклонение фактических точек от линии связи. Метод требует наличия ряда наблюдений на исследуемом леднике.

Метеорологический метод состоял в расчете высоты границы питания по данным близлежащей станции Мынжилки на основе связей, аналогичных выделенным Н. Н. Пальговым [198] для Центрального Туюксу.

Метод разности состоит в допущении постоянства разности высот границы питания на опорном и исследуемом ледниках. Он может быть применен даже к данным за один год. Ошибка метода — изменчивость разности от года к году.

Таблица 9

Ошибки (м) различных методов приведения высоты границы питания к многолетнему периоду, м

Ледник	Метод			
	климатологический	корреляции	разности	метеорологический
Иглы Туюксу	±67	±42	±37	±37
Маншук Маметовой	±49	±7	±21	
Молодежный	±95	±79	±48	
В среднем	±70	±43	±35	±35

Примечания. 1. Ошибка климатологического метода — ошибка принятия для любого года средней многолетней высоты границы питания. Она равна среднему квадратическому отклонению высот в фактическом ряду.

2. Средняя ошибка метеорологического метода определена с учетом разности средней ошибки и ошибки на леднике Иглы Туюксу при применении других методов.

Приведение целесообразно (выгодно), если ошибка приведения меньше изменчивости самой приводимой величины, т. е. ошибки климатологического метода. Отношение второй величины к первой можно считать критерием выгодности приведения. Во всех случаях, представленных в табл. 9, он больше единицы. Наиболее пригоден метод разностей, не уступающий в точности метеорологическому и применимый при отсутствии метеорологической станции вблизи ледника.

Допустимая ошибка приведения, а значит и критическая величина меры выгодности приведения высоты границы питания зависят от задачи исследования или расчета.

3.6. Пространственная изменчивость высоты границы питания. Фоновая и локальная составляющие

Высота границы питания меняется не только во времени, но и в пространстве. Значение среднего квадратического отклонения $\sigma_{пр}$ в пространстве для отдельных бассейнов колебалось от 50 м в Сунтар-Хаята до 400 м в бассейне р. Муксу на Центральном Памире. Эти различия связаны, во-первых, с фоновыми климатическими различиями в пределах бассейна и, во-вторых, с локальными особенностями отдельных ледников (определяются прежде всего морфологией и экспозицией самих ледников и их вместилищ), обусловливающими различия в концентрации и интенсивности таяния снега при одинаковых фоновых климатических условиях. Очевидно, что локальная изменчивость очень велика и составляет большую долю в общей изменчивости. Это доказывается, в частности, сильной зависимостью общей изменчивости от орографического фактора — положительной разности оледенения (рис. 9).

Морфология горных склонов столь разнообразна, что за счет метелевого и лавинного перераспределения снега условия для равенства аккумуляции и абляции могут создаваться в очень широком диапазоне высот — за счет концентрации снега внизу и его сноса в верхней части склона. Естественно, этот диапазон тем шире, чем дальше заходят горы в ледниковую зону.

Вторым фактором, влияющим, хотя и в меньшей степени, на общую изменчивость высоты границы питания, оказалась широта места. Изменчивость увеличивается от высоких широт к низким, что является следствием увеличения роли экспозиции в связи с ростом доли прямой радиации и таяния. Зависимости величины

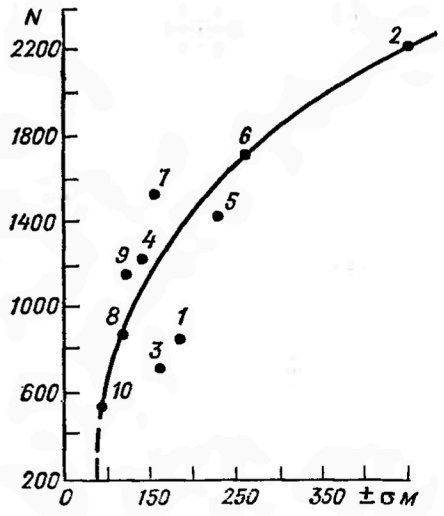


Рис. 9. Зависимость изменчивости высоты границы питания σ от положительной разности оледенения *N*.

Памир: *1* — бассейн р. Мургаб, *2* — бассейн р. Муксу; Тянь-Шань: *3* — бассейны рек Пскем, Аксу, Чаткал, *4* — хребет Заилийский Алатау; Кавказ: *5* — бассейн р. Чегем, *6* — бассейн р. Баксан; Алтай: *7* — Катунский хребет, *8* — Южно-Чуйский хребет, *9* — Северо-Чуйский хребет; *10* — хребет Сунтар-Хаята.

изменчивости от степени континентальности климата не обнаруживается.

Использование высоты границы питания для оценки распределения осадков и стока в горной стране требует выделения фоновой изменчивости. Иначе мы можем неоправданно приписать климату различия, связанные с особенностями морфологии ледников или подстилающего рельефа. Выбирая отдельные ледники в качестве индикаторов климата и стока, мы также можем допустить ту же ошибку.

Сравнительно легко выделить фоновую изменчивость, если можно представить ее в виде линейного тренда с постоянным направлением в пределах бассейна. Такое допущение, по-видимому, справедливо для бассейна р. Пскем в Западном Тянь-Шане. На рис. 10 представлены высоты границы питания на ледниках в зависимости от расстояния проекции этих ледников на ось долины от устья Пскема. За показатель локальной изменчивости принято среднее квадратическое отклонение высот границы питания от

фоновой функции ($\sigma_{пр.\,л}$), представленной в виде трендовой прямой. В бассейне Пскема $\sigma_{пр.\,л} = \pm 110$ м.

Это означает, что на карте фоновой изменчивости изохионы (линии равной высоты границы питания) по данным об отдельных ледниках можно проводить с сечением, не меньшим $2\sigma_{пр.\,л}$, т. е. 220 м. Однако по той же карте средняя высота для группы, скажем, из 10 ледников может быть определена с точностью $\pm 110\sqrt{10}$ м, т. е. ± 35 м, что означает возможность проведения изохион с сечением 100 м и даже 70 м по данным о средних для групп высотах границы питания. Однако в этом случае и с карты мы можем получать только средние для групп ледников высоты этой границы. В группы должны входить ледники с разной морфологией и экспозицией.

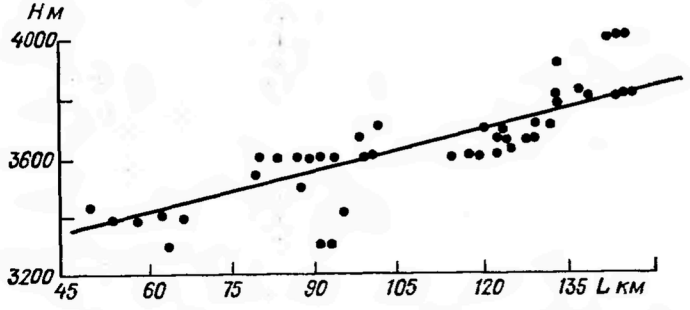


Рис. 10. Зависимость высоты границы питания H на ледниках бассейна р. Пскем от их расстояния L до устья р. Пскем, измеренного вдоль направления граднента поля фоновой высоты этой границы.

В качестве меры соотношения локальной и фоновой изменчивости мы предлагаем показатель, равный расстоянию, на котором фоновые изменения высоты границы питания равны локальной изменчивости. Он назван условно *масштабом локальной изменчивости*. Для бассейна р. Пскем этот показатель равен 23 км. Судить о климатических различиях по данным о различиях в высоте границы питания на ледниках тем легче, чем меньше масштаб локальной изменчивости.

В большинстве бассейнов фоновая функция не является прямой. В качестве подхода к оценке локальной изменчивости, независимого от выделения тренда, можно предположить вычисление разностей высот границы питания на противоположных по влиянию на них экспозиций и морфологических типов ледниках. Как уже говорилось в предыдущей главе, от размеров ледника высота границы питания не зависит. Половина большей из этих разностей (т. е. отклонение) принималась нами в качестве меры локальной изменчивости, представляющей некоторый аналог среднему квадратическому отклонению. Полученный таким образом масштаб локальной изменчивости приведен в табл. 10. Он оценивается, по-видимому, очень грубо. Однако для единственного бассейна, где масштаб вычислен более строго (бассейн Пскема), соответствие двух методов определения масштаба локальной изменчивости оказалось очень хорошим. Фоновые изменения по всем бассейнам, кроме Пскема, где они оценивались по трендовой линии, вычислены по мелкомасштабной карте изохион на территории Средней Азии и СССР в целом [81, 109].

Таблица 10

Показатели локальной изменчивости высоты границы питания

Ледниковый район	Отклонение за счет экспозиции, м	Отклонение за счет морфологии, м	Локальная изменчивость, м	Масштаб локальной изменчивости, км
Бассейн р. Мургаб	77	38	77	24
Бассейн р. Муксу	208	236	236	118
Бассейн р. Пскем	104	38	104	22
Заилийский Алатау	63	32	63	42
Северо-Чуйский хребет	24	32	32	9
Южно-Чуйский хребет	49	37	49	14
Катунский хребет	94	88	94	26
Хребет Сунтар-Хаята	16	42	42	5
Бассейн рек Малка и Баксан	210	93	210	88
Бассейн р. Черек	68	44	68	28

Из табл. 10 следует вывод о близости локальной пространственной изменчивости временной. Локальная изменчивость меняется от 50 м в относительно невысоких горах северных широт до 200—250 м в высочайших горных системах на юге СССР.

Характерная величина локальной и пространственной изменчивости 100—150 м. Это означает, что проведение изохион, например, через 250 м требует осреднения высот границы питания, по крайней мере, по четырем ледникам, а снятые с этих карт значения следует считать средними для групп, содержащих не менее четырех ледников. По данным о высоте границы питания на отдельных ледниках можно строить карты изохион только с шагом 300—500 м.

3.7. Выводы

1. Информацию об условиях массообмена на каждом из ледников, составляющих ледниковые системы, доставляют простые гляциологические или гляциогидрологические показатели, отражающие интегральный результат — комбинацию воздействующих на них факторов. Наиболее доступны для наблюдения границы на ледниках между областями абляции и питания и между зонами льдообразования.

2. Анализ процессов льдообразования показывает, что нижней границе рекристаллизационной зоны соответствует средняя летняя температура воздуха —10 °С, нижней границе рекристаллизационно-режеляционной зоны — таяние, равное одной десятой аккумуляции, нижней границе холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоны — разность таяния и стока, равная половине аккумуляции, границе питания — таяние, равное аккумуляции. Инфильтрационная («фирново-ледяная») зона отражает нестационарные условия. Фирновая толща увеличивается, если аккумуляция по крайней мере вдвое превышает разность между таянием и стоком. Она уменьшается, если аккумуляция меньше удвоенной величины этой разности.

3. Временна́я изменчивость высоты границы питания убывает с увеличением континентальности климата. Временно́е осреднение и приведение рядов целесообразно методами Куровского и разностей соответственно. Для продления рядов в однородных климатических условиях может быть использована гипотеза эргодичности.

4. Разделение фоновой и локальной изменчивости возможно на основе оценки вкладов отдельных факторов локальной изменчивости. Локальная изменчивость зависит от широты места и расчлененности рельефа. Выделение фоновой поверхности обеспечивается группировкой ледников, снижающей локальную изменчивость осредненной для групп высоты границы питания до трети или половины сечения между изолиниями этой поверхности. Для сечения 200 м такие группы должны включать от 4—5 до 12—15 ледников в разных районах. Расстояние, на котором фоновая высота меняется на величину локальной изменчивости, может быть мерой соотношения фоновой и локальной изменчивости и названо «масштабом локальной изменчивости».

Глава 4

Ледниковые системы и методы их изучения. Поля характеристик ледниковых систем

4.1. Структура ледниковых систем

Использование таких массовых гляциогидроклиматологических показателей, как высота границы питания, позволяет заново подойти к исследованию множеств ледников, образующих ледниковые системы, понятие о которой уже вводилось в первой главе.

Термин «ледниковая система» применил С. В. Калесник как синоним термина «ледниковый комплекс», под которым он понимал совокупность ледников, объединенных в непрерывное, более

или менее расчлененное ледниковое тело — переметные долинные ледники или ледниковый покров острова, состоящий из нескольких выводных ледников, разделенных куполами.

По нашему мнению, термин «ледниковая система» должен быть расширен и распространен также на множества ледников, не связанных в единое физическое тело. Тогда он становится синонимом одного из значений термина «оледенение» (оледенение бассейна р. Кубани, оледенение Земли Франца-Иосифа и т. д.). Но термин «ледниковая система» удобнее, во-первых, в силу его большей содержательности и возможности включения в общенаучную терминологию, во-вторых, в силу его большей однозначности, в отличие от термина оледенение, имеющего и второй смысл — эпохи интенсивного развития ледниковых систем (валдайское оледенение, пермо-карбоновое оледенение и т. д.).

Элементами ледниковых систем служат отдельные ледники, объединенные общими свойствами, входами, выходами, внутренними связями или хотя бы частью этих признаков. Они образуют системы разных рангов — иерархию систем. Выбор ранга системы и определение ее границ зависит от задачи исследования и наличия перечисленных выше признаков. Непосредственные внутренние связи между ледниками имеются, как правило, только внутри ледниковых комплексов в понимании С. В. Калесника. Иногда могут «сталкиваться» и до того независимые ледники, как, например, ледники Колка и Майли в 1969 г. в результате быстрой подвижки первого из них. Возможно слияние ледников Малый и Большой Актру на Алтае даже при небольшом медленном наступании, изменение одного из них неизбежно приведет к изменению режима другого [248].

Однако гораздо чаще непосредственное воздействие элементов ледниковых систем друг на друга отсутствует, и связи между ними осуществляются через окружающую среду. В зависимости от соотношения количества энергии, выделяемой ледниковой системой, с энергией других компонентов среды подключение ледниковых систем к более полным геосистемам может быть двоякого рода (рис. 11).

Если энергообмен ледниковой системы соизмерим с энергией атмосферной или гидросферной, то элементы ледниковой системы через атмосферу или океан взаимодействуют между собой. Так обстоит дело, например, с ледниками Большой и Малый Актру, настолько близкими, что воздух между ними охлаждается, а струи ледникового ветра сливаются (см. главу 2). Изменение площади Антарктического ледникового щита в результате его быстрого разлива вызовет изменение планетарного альбедо и выхолаживание атмосферы, что, согласно, ориентировочным расчетам [327], может привести к разрастанию подобных щитов и на севере.

Однако, как показал наш анализ, выполненный в главе 2, ледниковые системы, существующие на территории СССР, аккумулируют и отдают энергию, несоизмеримую с энергией макропроцессов, а часто и мезопроцессов в атмосфере и гидросфере.

Поэтому связи между этими системами практически отсутствуют, а согласованность или закономерная несогласованность их поведения должна объясняться их однородными зависимостями от более мощных факторов, включая и материковые оледенения.

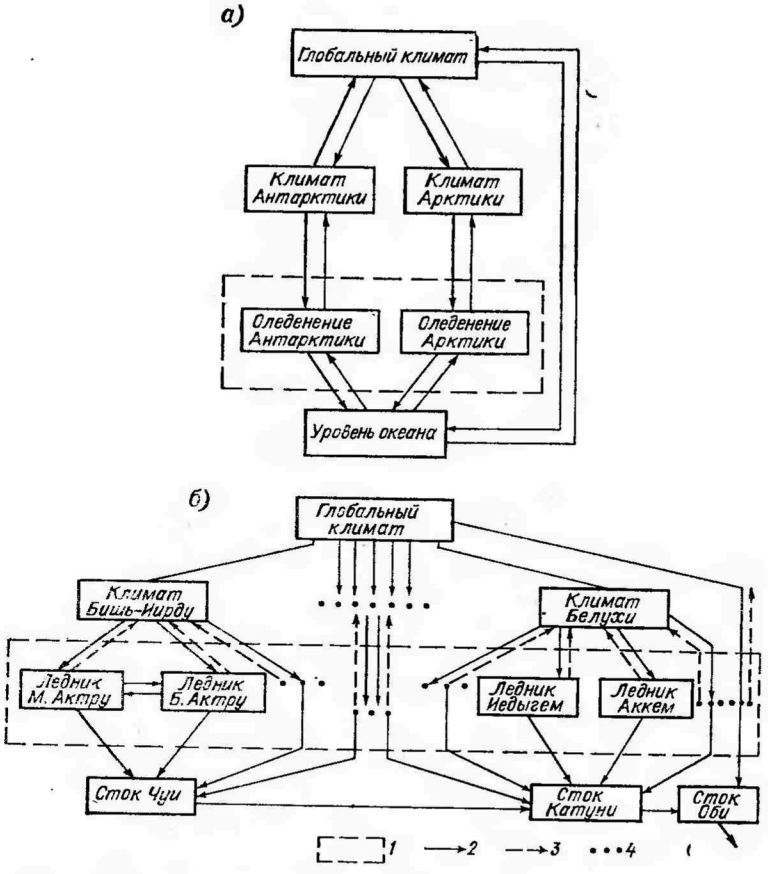


Рис. 11. Два типа подключения ледниковых систем к системам атмосферы и гидросферы.

а — глобальная ледниковая система, *б* — ледниковая система Алтая; *1* — границы ледниковых систем, *2* — сильные воздействия, *3* — слабые воздействия. *4* — элементы систем. аналогичные указанным в том же ряду.

Даже внутри ледниковых систем горных стран типа Кавказа, как показал уже разбиравшийся пример последствий подвижки ледника Колка, взаимосвязи ограничены, хотя в целом все ледники понижают температуру воздуха приблизительно на 2—3 °С, существенно облегчая условия своего существования. Каждая отдельная обратная связь чрезвычайно слаба, исчезновение единичного ледника не повлияет на состояние остальных, однако все вместе они поддерживают друг друга, и без существования всех остальных ледников большинство их не могло бы сохраниться. Действительно, например, повышение температуры лета на Земле Франца-Иосифа или в районе Эльбруса на 2—3 °С привело бы к катастрофической деградации оледенения.

Для еще более дисперсного [255] оледенения, такого, как, например, на Западном Кавказе или в хребте Черского, даже суммарное воздействие системы на отдельные ее элементы пренебрежимо мало. Возникает вопрос, а можно ли в этом случае вообще говорить о системах. По нашему мнению, ответ может быть только положительным для таких систем.

Во-первых, элементы дисперсных систем связаны параллельными связями (см. рис. 11 *б*), предусмотренными теорией систем и широко распространенными, например, в биологии.

В географии для таких связей предложен термин «геосинол» — «геосистема, представляющая собой целостную совокупность природных элементов, объединенных в основном направлением потока вещества и энергии» ([220], с. 122). В качестве примера таких систем приводятся речные бассейны, где притоки также практически не влияют друг на друга.

Системы с параллельными связями обладают высокой управляемостью извне. Воздействуя на один ледник, мы практически не нарушаем состояние остальных, что облегчает задачу и расчет регулирования. В частности, мы воспользуемся этим свойством ледниковых систем при расчете возможностей регулирования ледникового стока Средней Азии.

Во-вторых, ледниковые системы с параллельными связями обладают целостностью, так как каждая из них в целом выступает в роли оператора, преобразующего, например, осадки в ледниковый сток. Этот оператор обладает такими целостными свойствами, как число, площадь, объем ледников и т. д.

В-третьих, ледниковые системы обладают не просто целостными, а «эмержентными» свойствами, не сводимыми к сумме свойств отдельных элементов. Так, от компактности расположения ледников и вообще от характера их взаимного расположения зависят воздействие ледников на климат [173], распределение во времени ледникового стока и даже рекреационная ценность ледников — эстетическое воздействие на туристов долины Баксана, например, не есть сумма воздействия каждого из ледников.

Ледниковые системы могут эволюционировать, быть устойчивыми, неустойчивыми, равновесными и т. д. Колебания климата приводят к тому, что ледниковые системы все время пребывают в переходном состоянии, например, соотношение отступающих и наступающих ледников не находится в строгом соответствии с текущим его состоянием.

Итак, *ледниковой системой следует считать множество ледников, объединенных общими связями с окружающей средой и внутренними взаимосвязями и свойствами.*

4.2. Методы изучения ледниковых систем

Традиционный «эталонный» метод изучения ледниковых систем состоит в изучении «типичных», «репрезентативных» ледников для всей системы или отдельных ее частей с последующим переносом выводов об интенсивности массообмена и направления эволюции ледников на остальные ледники системы или ее части.

Проблеме «репрезентативности» посвящен ряд статей М. В. Тронова, однако до сих пор не решены проблемы оценки степени взаимной репрезентативности бассейнов или ледников, точнее их взаимного подобия. По-видимому, для решения этих проблем необходимо использование теории подобия. Во всяком случае, оценка состояния системы по «репрезентативному» леднику содержит угрозу грубой ошибки, о чем можно судить по разнообразию поведения отдельных ледников. Так, обильные осадки лета 1967 г. на Кавказе ускорили абляцию низких ледников и задержали абляцию высоких, на которые они выпали снегом, а не дождем [143]. Однако эталонным методом, впервые примененным нами для Земли Франца-Иосифа, рассчитан, например, баланс массы полярных ледниковых систем [192, 193].

Другой, статистический метод изучения систем состоит в обработке простых характеристик всех ледников, в них входящих. Такими характеристиками могут быть их площадь, высотное положение, уклон, положение концов, длина, высота границы питания на них и т. д. Географическое положение ледников внутри системы не учитывается. Они рассматриваются лишь как статистический массив. Статистическими характеристиками системы являются, например, их общая площадь, число слагающих их ледников, их распределение по экспозициям, площадям, морфологическим типам. На основе этих показателей, например из анализа распределения ледников по морфологическим типам и размерам, уже делаются выводы об интенсивности развития оледенения и отношении его к климату [40, 299]. О. Н. Виноградов построил кривые распределения ледниковых коэффициентов для разных типов ледников и высот снеговой границы [41]. Оказалось, что этот коэффициент мало связан с континентальностью климата, но существенно зависит от типа, а значит и от размера ледника. Ранее полагали, что ледниковый коэффициент увеличивается с нарастанием морских особенностей климата [133], а некоторые, наоборот, утверждали, что ледник не может существовать с малым ледниковым коэффициентом в регионах с относительно малыми осадками [248]. По-видимому, решающим является размер ледника и его морфологический тип. Первый учитывает большее или меньшее нарастание скорости абляции к концу (она растет нелинейно, и значит, на большом леднике нужна относительно бóльшая площадь питания), второй определяет большую или меньшую концентрацию осадков в области питания.

Отклонения характеристик отдельных ледников от общих зависимостей также могут быть использованы для изучения их

свойств. Мы оцениваем увлажненность ледниковых систем по отклонению от зависимости между высотами гор и средней высотой концов ледников в системе [140]. Пульсирующие ледники могут быть выделены по отклонениям от общей связи отношения положительной и отрицательной разностей оледенения с ледниковым коэффициентом [295] или по более сложной комбинации простых признаков.

Приведенные примеры анализа простых статистических характеристик ледниковых систем можно было бы умножить.

В настоящей работе мы вводим еще несколько характеристик. *Медианный ледник* — это ледник такого размера, когда в пределах ледниковой системы меньшие его ледники занимают в системе ту же суммарную площадь, что и бóльшие. Понятие «медианный ледник» гораздо информативнее, чем понятие «средний ледник», величина которого определяется просто числом мелких ледников и существенно зависит от решения спорного вопроса о том, что вообще считать ледником. На размеры медианного ледника решение этого спора не повлияет.

Степень разнообразия системы, наряду с кривыми распределения и их статистиками, мы предлагаем характеризовать *энтропией ледниковых систем H*, вычисляемой по распределению числа или площади ледников по выбранным количественным (площадь, экспозиция, длина) или качественными (морфологический тип) градациям. Энтропия минимальна ($H=0$) при попадании всех ледников в одну градацию. Максимальна она при равномерном распределении по градациям. Максимальная энтропия равна

$$H = \log_2 n, \tag{4.1}$$

где n — число градаций. При фиксированном числе градаций ледниковые системы с помощью энтропии могут быть сопоставлены по степени их развитости, зрелости, устойчивости к изменениям климата, что в свою очередь, по-видимому, может быть использовано для палеогеографических реконструкций или прогноза изменений развития среды в будущем путем экстраполяции эволюции энтропии ледниковых систем с использованием пространственно-временны́х аналогий.

4.3. Поля характеристик ледниковых систем

Все до сих пор упомянутые статистические характеристики ледниковых систем касались их целостных свойств, но не структуры. Наиболее полные характеристики пространственных закономерностей в пределах ледниковых систем могут быть получены путем построения полей их характеристик. Этот метод широко применяется в настоящей работе.

Поле некоторой величины в некоторой области пространства предполагает возможность определения этой величины в любой точке этой области. В исследованиях на уровне ледниковых систем понятие о поле до сих пор отсутствует, хотя целесообраз-

ность его введения очевидна хотя бы из фактического его использования на протяжении многих десятков лет. По-видимому, первым примером использования полей характеристик ледниковых систем являются карты изолиний высот снеговой линии. Такие карты для Альп и Кавказа опубликованы в начале столетия, а для Швейцарии еще раньше, Е. Рихтером в 1888 г. [303]. Карта Гесса для Кавказа [303] составлена на основании измерений высоты границы питания косвенными методами по топографической карте.

Уже на этих картах встречается основная трудность, препятствовавшая внедрению понятия поля в изучение ледниковых систем. Этой трудностью является дискретность таких систем. Изолинии лишь в отдельных точка пересекают действительные линии «снеговой границы» (границы питания, судя по методу ее определения). В остальных местах высота оказывается под поверхностью земли (при пересечении хребтов) или в воздухе, например над долинами между ледниками.

Попытки представить изолинии высоты снеговой линии как высоты ее потенциального положения в случае пересечения с поверхностью ледника в соответствующей точке несостоятельны, так как изменение форм рельефа и подстилающей поверхности изменило бы направление потоков воздуха и другие климатические характеристики, и изолинии высот границы питания отличались бы от современных.

Приходится признать, что поле высот границы питания является некоторой абстракцией, построенной по объективным правилам. Оно выражает не более чем то, что ему соответствуют высоты границы питания там, где такие границы имеются, а там, где их нет, поле должно быть определено в любой точке путем интерполяции. Комбинация этих расчетных (интерполированных) значений и выражает пространственные закономерности распределения фактических высот, позволяющие, как покажем ниже, делать важные климатологические выводы — такие, как, например, вывод Гесса [303] о выпадении осадков преимущественно на периферии горной системы Альп. Абстракция в этом случае вновь преобразуется в изображение реальных процессов.

Лишь в последние годы в картографии пробивает дорогу представление об отображении и анализе дискретной информации в виде полей [269], причем указываются лишь некоторые виды такого отображения («поля плотностей»), к которым мы еще вернемся. В явном виде подчеркивается абстрактность понятия поля, «допускающего отвлечение от физической сущности явлений, чтобы сконцентрировать внимание на формах их размещения» [269, с. 7].

Однако гляциологи указывали на абстрактность подобных полей еще 55 лет назад. Х. Альман писал по поводу поля температур лета на высоте предела оледенения: «Пуикты с одинаковой температурой лета на высоте предела оледенения объединены так, чтобы получить непрерывную систему изотерм, хотя, казалось бы, и неверно тянуть эти изолинии над долинами или районами, не достигающими высоты, где возможно формирование ледников» [298, с. 233].

Напомним, что поля характеристик ледниковых систем являются результатом осреднения. Так, составители каталога ледников Швейцарии не сумели построить поле высот границы питания («фирновой линии» в их определении) на каждом из ледников без осреднения, несмотря на вычисление подходящих поверхностей на ЭВМ с помощью полиномов 6-й степени [319]. Причина состоит в том, что высоты границы питания, как мы уже указывали в главе 3, отражают не только закономерно и более или менее плавно меняющиеся в пространстве «фоновые» климатические характеристики, но и случайно распределенные локальные факторы, которые не могут быть описаны полями. Поэтому самые первые составители карт высот снеговой линии, в том числе и для Альп, применяли предварительное осреднение, не всегда упоминая о нем и не указывая методы осреднения.

Специально на вопросах осреднения останавливался Х. Виссман, который при построении карт высот границы питания стремился осреднять данные для ледников различных экспозиций и морфологических типов [326]. О. Н. Виноградов [42] осреднял высоты границ питания для групп ледников, образующих компактные сочетания. Границы между группами проводились в разрежениях между массами льда. Высоты осреднялись с учетом веса, пропорционального площади ледников, и приписывались центрам тяжести групп. Затем по ним проводились изолинии субъективно, с учетом форм макрорельефа. Возможно и объективное проведение изолиний по одному из известных методов, например путем подбора полиномов. Его недостатком будет ограничение числа учитываемых факторов.

В настоящей работе высоты границы питания осреднялись по группам, но вес отдельных ледников принимался одинаковым в связи с отсутствием связи высоты границы питания с размерами ледника и зависимостью этих размеров от локальных орографических факторов. Учитывались рекомендации Виссмана о разнообразии ледников в группах и вытекающие из анализа предыдущей главы минимальные размеры групп с тем, чтобы в достаточной степени исключить локальные особенности. Изолиии проводились субъективно, путем визуальной интерполяции с учетом рельефа.

Сама возможность построения поля изолиний характеристик в некоторой области может служить основанием для отнесения ее целиком к единой ледниковой системе. Отсутствие такой возможности является основанием для разделения множеств ледников на системы. Таким образом, возможность построения полей характеристик конкретизирует требование о существовании единой закономерности для выделения ледниковой системы.

Уже при построении поля характеристик мы выделяем некоторую фоновую составляющую. В случае использования для

построения всех точек, полученных путем минимально допустимого (см. главу 3) осреднения, все отклонения фактических характеристик в отдельных точках поля от значений поля в этих точках можно считать случайными вариациями. Построение «остаточных» [22] или любых других полей для них бессмысленно [25]. Именно такое представление о случайности вариаций позволит нам в дальнейшем сделать оценки точности построения полей и ошибок, вытекающих из их применения в гляциогидрометеорологических расчетах.

Другими способами представления полей дискретных характеристик служит получение для опорных точек неосредненных значений из их окрестностей, как в изложенном методе, а характеристик «вероятностного типа», показывающих долю того или иного элемента в окружении точек или экстремальные значения в окрестностях точки.

Примером характеристик вероятностного типа («плотностных», по терминологии В. А. Червякова) полей могут служить карты интенсивности оледенения, построенные по фиксированным или «скользящим» геометрическим фигурам. О. Н. Виноградов [42] строил такие карты, комбинируя «скользящий» и «фиксированный» методы, для Кавказа, определяя долю оледенения для участков ледниковой зоны, на которые приходились выделенные группы. Мы строили такие же карты для фиксированных равновеликих квадратов [149], причем смещение квадратов или замена их другими геометрическими фигурами не меняла существенно результат. Другим примером «плотностного» поля являются предложенные нами в той же работе карты полей доли площади рельефа выше фиксированной высоты или границы питания. Наконец, приводимые в той же работе карты полей максимальных высот рельефа — пример карт экстремальных значений в окрестностях точки.

Специального внимания и дальнейшей разработки заслуживают методы анализа полей характеристик ледниковых систем. Абстрактный характер этих полей делает их классическим примером «фиктивных интегральных элементов» в понимании В. В. Бойчука и А. С. Марченко [25]. Под интегральными элементами они понимают функции, являющиеся интегралами (по пространству и времени) функционалов от влияющих факторов. Для поля высот границы питания как интегрального элемента влияющими факторами являются реальные поля климатических условий аккумуляции и абляции. Абстрактное поле высоты границы питания оказывается «фиктивным». Оно служит «способом обобщенного описания действительности и имеет смысл *лишь* как средство для решения прикладных задач» [25, с. 8].

Путь решения задач состоит в восстановлении реальных полей массообмена по производству от них фиктивному полю, построенному тем не менее по независимой от этих неизвестных реальных полей информации. Теоретической основой такого пути служат доказываемые в цитированной выше работе положения, во-первых, о наличии полей влияющих функций в случае существования поля «интегрального элемента» и, во-вторых, о том, что если существуют общие для поля неслучайные пространственные закономерности, то должны существовать объективные критерии для однозначного выбора масштабов осреднения и отделения фонового поля от локальных вариаций.

Бойчук и Марченко, по их словам, «ограничивались только общей формулировкой условий, при которых существуют такие критерии» и указали, «что практические методы определения этих масштабов требуют дополнительных исследований» (25, с. 58). Попытка подбора именно таких критериев описана в конце главы 3 нашей работы. Конкретные пути восстановлеиия влияющих функций будут описаны ниже.

Теснота связи между полями выявляется путем их визуального или количественного сопоставления. Пример визуального сопоставления дан на рис. 12. Здесь для хребта Черского приведены поля высоты рельефа, высоты границы питания и интенсивности оледенения. В качестве показателя поля рельефа выбраны максимальные отметки внутри стандартных квадратов (25×25 км). Это поле мало отличалось от предварительно построенного поля поквадратных долей площади выше отметки 2000 м, соответствующей границе питания, являющейся субстратом для оледенения. Поле высоты границы питания рассматривалось как показатель климата (локальные орографические особенности «отфильтрованы» при его построении). Сопоставление этих полей с полем интенсивности оледенения дает ясную картину относительного вклада рельефа и климата в пространственную структуру ледниковой системы хребта Черского.

Н. М. Зверкова предложила использовать для количественной оценки вклада факторов известный в картографии расчет коэффициентов взаимосвязи по изменению суммарной энтропии при совмещении полей:

$$I_{AB} = H_A + H_B - H_{AB}. \tag{4.2}$$

Здесь I_{AB} — взаимная информация, т. е. дополнительная информация, вносимая наложением полей, являющаяся мерой их согласованности, или, что то же, количество неопределенности в значениях одних характеристик, разрешаемое при известных значениях других; H_A и H_B — энтропии каждого из полей; H_{AB} — совместная энтропия после наложения их друг на друга. Энтропия вычислялась из выражения

$$H = \sum_{i=0}^{n} P_i \log_2 P_i, \tag{4.3}$$

где P_i — доля поля в рамках системы или карты, приходящаяся на площадь между i-й и $(i+1)$-й изолиниями; n — число участков между изолиниями. Степень зависимости определяется долей,

которую составляет количество взаимной информации по отношению к исходному разнообразию (неопределенности):

$$K_{AB} = \frac{I_{AB}}{H_{AB}}; \quad K_A = \frac{I_{AB}}{H_A}; \quad K_B = \frac{I_{AB}}{H_B}. \qquad (4.4)$$

Для оценки роли A фактора в формировании B вычисляется K_A, т. е. уменьшение неопределенности в B, вносимое знанием A. Абсолютная величина K_A зависит от шага градаций в A и B, по которым вычисляется энтропия, но при одинаковых шагах могут сопоставляться различные факторы.

Н. М. Зверкова вычислила коэффициенты (4.2) по Западному Кавказу для построенных А. М. Тареевой полей температуры воздуха на фиксированной высоте как показателя условий абляции (шаг 1 °С), аккумуляции на высоте границы питания (шаги вычислены по формуле (5.3) так, чтобы прирост аккумуляции на один шаг был равен приросту абляции на 1 °С температуры), высоты границы питания (шаг эквивалентен изменению высоты, соответствующему изменению температуры воздуха из-за ее вертикального градиента на 1 °С). Эти поля приведены на рис. 13. В качестве полей факторов (A) рассматривались поля температуры воздуха и аккумуляции. В качестве поля B, генезис которого исследовался, рассматривалось поле высоты границы питания.

В результате оценки вклада изменчивости абляции и аккумуляции в пространственную изменчивость высоты границы питания, а значит, изменчивости массообмена, оказалось, что коэффициент K_A равнялся 57 % для влияния поля аккумуляции на поле высоты границы питания и только 13 % для влияния поля абляции на поле высоты границы питания. Следовательно, в условиях широтно вытянутой, а значит, температурно однородной горной системы Кавказа пространственные различия в аккумуляции существеннее, чем в температуре воздуха — показателе абляции. Указанные примеры говорят о *реальной*, в том числе практической ценности «абстрактных» полей высот границы питания и их производных.

Карты полей высот границы питания (изохион) на территории СССР строились в разное время для Кавказа [218, 219, 303], Памира и Средней Азии [108, 109], Саян [83]. Они использовались для объяснения существования оледенения, но в очень малой степени привлекались в качестве индикаторов климата и стока во внеледниковой части гор из-за отсутствия представления об общей климатологической значимости полей, изображаемых изохионами. Изохионы для Северной Америки М. Майер и О. Пост [316] фактически проинтерпретировали как поле, вычисляя градиенты этих линий в метрах на 1 км. Модули этих градиентов изменялись от 13 м/км в горах Святого Ильи до 1—2 м/км на восточном склоне гор Кордильер и в горах штатов Орегон и Айдахо.

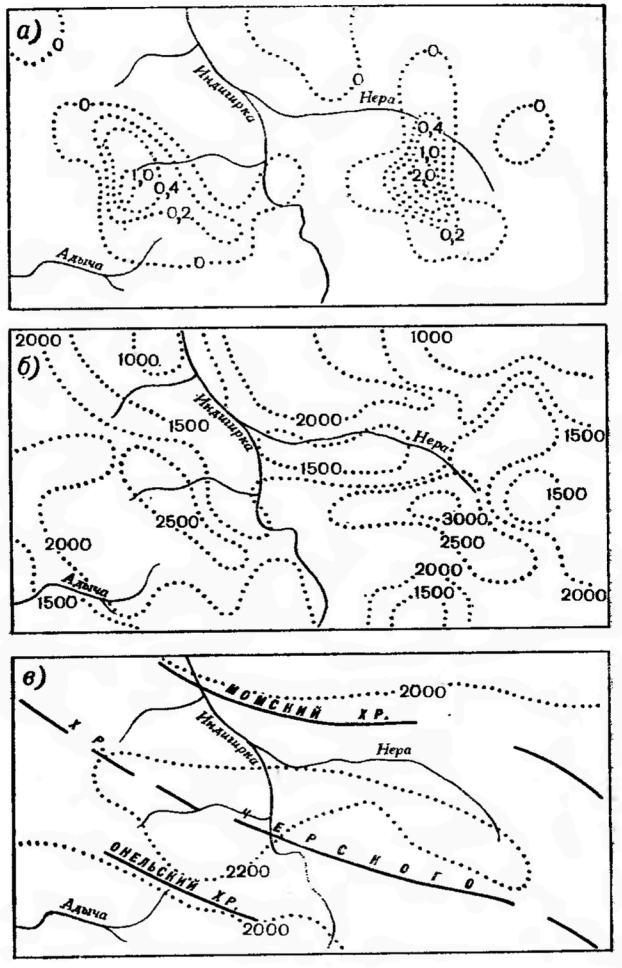


Рис. 12. Климатический и орографический факторы оледенения хребта Черского.

а — интенсивность оледнения (изолинии доли территории, занятой ледниками, в пределах каждого квадрата 25×25 км), *б* — орографический фактор (изолинии высот наивысших в пределах квадратов отметок рельефа); *в* — климатический фактор (изолинии высот границы питания).

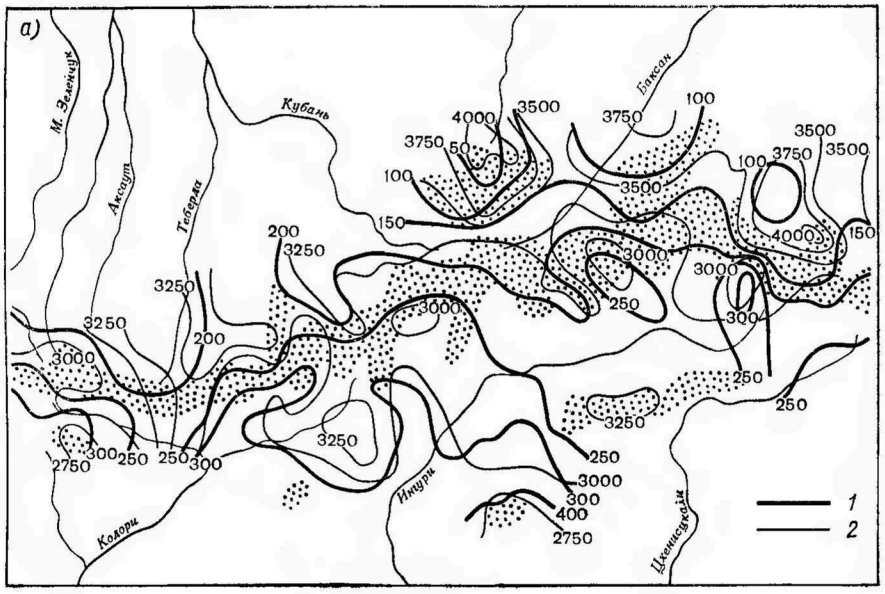
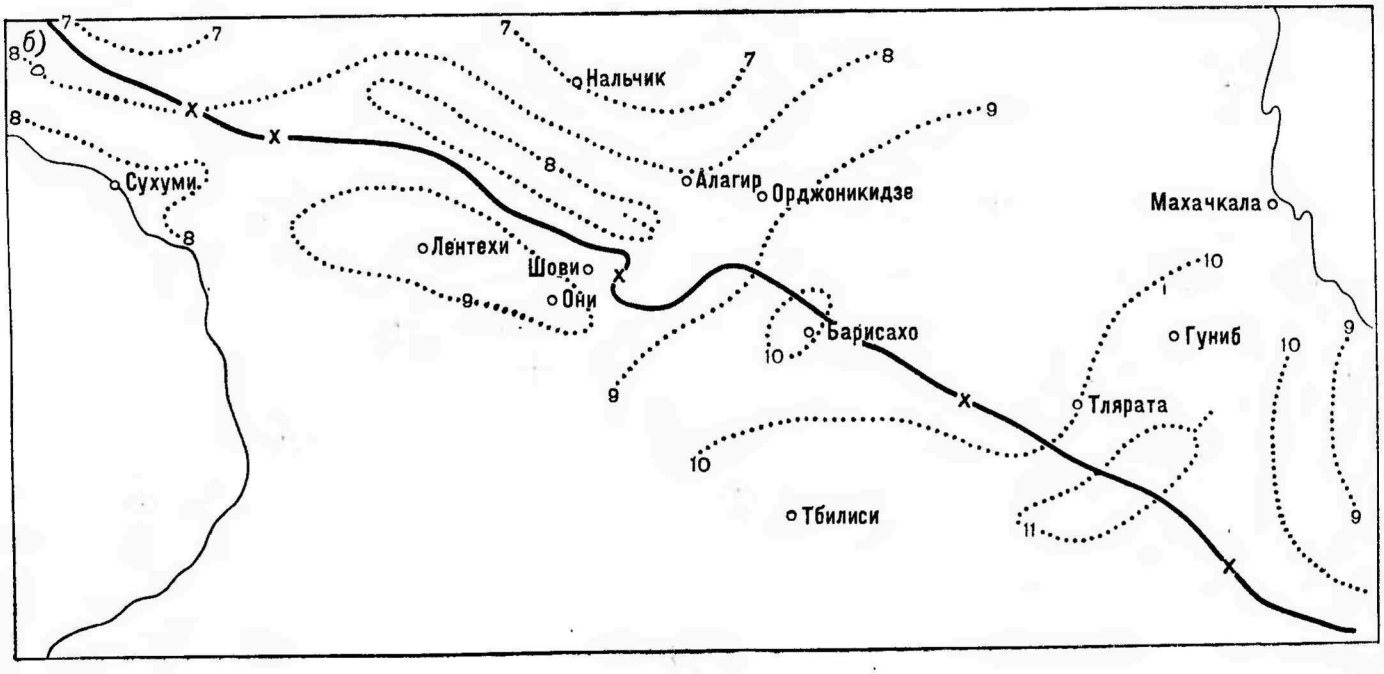


Рис. 13. Поля характеристик режима оледенения Кавказа.

а — поля аккумуляции и абляции (г/см²) (*1*) и высоты границы питания (м) (*2*); *б* — поле температуры воздуха (°С), приведенной к высоте 2500 м, по Н. В. Давидович и А. М. Тареевой [240].



Альтернативной к осреднению для исключения локальной изменчивости служит построение поля высот границы питания на однотипных ледниках. Г. Е. Глазырин [63] предлагает строить поля этих высот для самых низких в «однородных» группах ледников («высокие» могут отсутствовать из-за отсутствия субстрата, если горы недостаточно высоки). Эндрюс [317] построил поле высот границы питания в Канадском Арктическом архипелаге для низких» каровых ледников. Для Альп недавно построены поля «медианной» высоты ледников однородных экспозиций и размерных групп [320]. Однако выбор «однородной» группы произволен, и положение самого низкого ледника в ней, в отличие от среднего, зависит от локальных случайных факторов, что может исключить возможность построения поля.

За рубежом строятся также поля «предела» оледенения. Точки этой поверхности определяются как среднее значение из высот самой высокой горы без ледников и самой низкой с ледниками для данного участка. Размером участков определяется масштаб пространственного осреднения. Такие карты построены, например, для Альп, Норвегии [298], Британской Колумбии [322], Канадского архипелага [317].

4.4. Выводы

1. Множества ледников, объединенные общими связями с окружающей средой и внутренними взаимосвязями и свойствами, могут рассматриваться как ледниковые системы. Большинство ледниковых систем дискретно распределено в пространстве. Ледниковые системы на территории СССР являются системами с параллельными связями; взаимодействия отдельных ледников, а в ряде случаев и суммарные взаимодействия в системах слабы. Однако все системы объединены общими входами, выходами и закономерными изменениями характеристик массообмена в их пределах, позволяющими строить фоновые поля этих характеристик.

2. Метод полей характеристик ледниковых систем обеспечивает учет при их изучении географического положения каждого из ледников, в отличие от эталонного и статистического методов. Поля дискретно распределенных характеристик являются абстракциями, отражающими реальные пространственные закономерности, такие, как направления струй влагопереноса. Построение полей сводится к выделению фоновых поверхностей на основе исключения локальных особенностей статистическим осреднением.

3. Анализ полей характеристик ледниковых систем позволяет выявлять природные связи. Это достигается, во-первых, многократным сглаживанием с выделением остаточных полей и последующим их сопоставлением с влияющими факторами; во-вторых, путем взаимного вычитания или сложения полей с целью получения неизвестных полей факторов или следствий, в-третьих, путем визуального или количественного сопоставления полей друг с другом, например посредством вычисления их взаимной энтропии.

Глава 5

Методы построения и анализа полей аккумуляции для ледниковых систем

5.1. Расчет аккумуляции и построение карт полей аккумуляции по температуре воздуха на высоте границы питания

Высота границы питания использовалась рядом авторов как хороший предиктор в гляциологических, гидрологических и климатологических расчетах, хотя в последних двух областях это использование до сих пор явно недостаточно. Особенно информативной оказалась температура воздуха на высоте границы питания ледников.

Впервые средние летние температуры (за июнь—сентябрь) на высоте снеговой линии на ледниках опубликовал в 1888 г. Е. Рихтер [303]. Для разных горных групп Альп они колебались от 3,2 до 4,4 °С. Он счел эти различия малыми: «Средняя температура лета четырех теплых месяцев на снеговой линии в тех местностях, где она низка, оказалась только незначительно выше или даже совсем не выше, чем там, где она высока» [298, с. 223]. Отсюда Рихтер сделал вывод о важном вкладе условий абляции в высотное положение ледников, справедливо считая температуру воздуха на высоте снеговой линии отражением зимних осадков, на таяние которых на этой линии должно затрачиваться тепло.

Х. Альман [298] представил снеговую линию в виде изолиний «предела оледенения», считая на этом «пределе» твердые осадки равными летней абляции. Затем он определил вертикальный градиент температуры в летние месяцы для каждой станции в Альпах и Норвегии по разности показаний этих станций и ближайшей (обычно довольно удаленной) высокогорной станции без учета горизонтальных различий. По этому градиенту он вычислил температуру летних месяцев на высоте предела оледенения над станцией, понимая, хотя и не высказываясь об этом определенно, карту изолиний этого предела как поле, определенное во всех точках пространства. Располагая бо́льшим материалом, Альман пришел к отличному от Рихтера выводу о существенности различий между приведенными к пределу оледенения температурами в разных местах. Затем он принял летние температуры на пределе оледенения за показатели твердых осадков. Их значения он попытался определить, построив связь между температурой лета на высоте предела оледенения со слоем стока горных рек.

Для Альп эта связь оказалась неустойчивой из-за недостатка данных по стоку и больших различий в высотной протяженности и площади бассейнов. Поэтому пересчета в осадки Альман не предпринял. Зато сами температуры лета на пределе оледенения были отражены стройной системой изолиний (в нашей терминологии — поля летних температур на пределе оледенения), которые

Альман принял за изолинии твердых осадков. Анализируя только рисунок изолиний, он сделал вывод о важной роли меридиональных (северных и южных) вторжений в питании Альп осадками, считая направление влагопереноса совпадающим с направлением градиента осадков.

Для Норвегии связь летних температур воздуха на пределе оледенения со стоком оказалось удовлетворительной, причем кривая связи имела характер вогнутой кривой с ускоренным нарастанием стока с повышением температур. Для ее описания Альман подобрал уравнение

$$Q = 78 \exp (0{,}9 t_{\text{VI}-\text{IX}} - 0{,}45 + 1182), \qquad (5.1)$$

где Q — слой стока, мм; $t_{\text{VI}-\text{IX}}$ — средняя температура за 4 месяца, °С. Он использовал полученные расчетные величины в местах, лишенных гидрометеорологических наблюдений, для пополнения карты годовых осадков на фактической поверхности суши в Норвегии, продемонстрировав тем самым возможность использования в «реальной» системе абстрактных данных о высоте предела оледенения.

Работа Альмана, имеющая фундаментальное значение для географии, оставалась без развития около 40 лет, если не считать расчетов П. А. Черкасова [270], проведенных, по-видимому, независимо от Альмана. Черкасов рассчитал аккумуляцию для конкретных лет по сумме положительных температур на высоте фирновой границы на трех ледниках Джунгарского Алатау с использованием температурного коэффициента снеготаяния, принятого равным 5 мм/°С. В 1962 г., столкнувшись с задачей оценки ледникового стока и возможностей его регулирования в огромных масштабах Средней Азии, мы обнаружили, что изложенный подход Альмана является единственно подходящим для систем, включающих около 20 000 ледников, индивидуальные расчеты и измерения для каждого из которых, естественно, не могут быть выполнены. Однако доведение этого подхода до практических результатов потребовало решения ряда проблем.

1. Неопределенной представлялась гипотеза о равенстве абляции и твердых осадков на пределе оледенения, так же как неопределенным было и положение, и физическое значение самого этого предела. Мы нашли целесообразным заменить расчет осадков на пределе оледенения расчетом аккумуляции на границе питания ледников. Граница питания непосредственно наблюдается в природе, и на ней равенство абляции аккумуляции является не гипотезой, а строгим определением. Кроме того, знание величины аккумуляции представляет независимую ценность для всех чисто гляциологических расчетов.

2. Определение вертикального температурного градиента было невозможным без учета горизонтальных различий в температуре между сопоставленными в парах станциями. Предложенные нами методы такого учета будут изложены в седьмой главе.

3. Альман (так же как Рихтер и Черкасов) не учитывал выхолаживания воздуха над ледниками. Между тем температура воздуха над границей питания на них будет ниже, чем определенная из вертикального температурного градиента. В связи с этим мы исследовали величину «скачка» на границе ледника (см. главу 2) и в первоначальном виде приняли рекомендацию о введении в расчет скачка, равного 1 °С. Для горных районов, где расчет ведется от станций, расположенных вдали от ледников, вне их влияния, величина поправки на скачок увеличивалась до 2—2,5 °С с ростом длины ледника. Однако из анализа, представленного в главе 2, следует, что для полярных покровов, где опорные станции расположены уже в зоне влияния ледников, целесообразно ограничиться введением скачка в 1 °С независимо от размеров ледникового комплекса. Зато выхолаживающее влияние комплекса учитывалось дополнительным горизонтальным градиентом, направленным внутрь комплекса, рассчитанным из сравнения аэрологических и наземных гляциологических наблюдений.

4. Альман в лучшем случае рассчитывал осадки по связи стока с температурой воздуха на границе питания. Таким образом, эти осадки следовало считать средними для высокогорных бассейнов с неопределенностью относительно размеров бассейнов и тем более относительно распределения осадков внутри бассейна. Мы считали целесообразным сопоставить летние температуры на высоте границы питания с таянием, а значит, и с аккумуляцией на этой высоте. Первоначально мы предполагали использовать в качестве исходных данных приведенные к полю высоты границы питания средние летние температуры, пересчитав их затем по полученной нами связи [192] в суммы положительных температур и затем в величины таяния по температурным коэффициентам снеготаяния В. Л. Шульца [281].

Однако температурные коэффициенты снеготаяния неустойчивы [148]. В. Г. Ходаковым было выведено уравнение связи величины таяния в разных ледниковых районах со средними температурами лета. Эта связь затем была нами совместно обоснована [148, 258]. Вид уравнения связи:

$$A = (\bar{t}_л + 9{,}5)^3, \qquad (5.2)$$

где A — суммарная абляция на поверхности ледника, мм; абляция поверхности ледника равна сумме таяния ($W_т$) и испарения. Ввиду малости испарения $A \approx W_т$; $\bar{t}_л$ — средняя летняя температура воздуха, °С. Абсолютное среднеквадратическое отклонение величин A от соответствующей кривой σ_A составило 500 мм. По отдельным районам связи более тесные (σ_A для Алтая 350 мм, для Урала 200 мм), но надежность оценок σ_A понижается с уменьшением числа точек. Попытки группировки районов по радиационному балансу, влажности воздуха, скорости ветра не привели к улучшению связи. Кривая (5.2) мало отличается по форме от кривой (5.1).

Бóльшая значимость связи абляции с температурой по сравнению с ее связями с другими метеорологическими элементами в этом случае объясняется, во-первых, тем, что она является показателем интенсивности всех составляющих прихода тепла к леднику и, во-вторых, тем, что ею определяется продолжительность периода абляции ледников. Действительно, радиационный теплопоток направляется на таяние только в дни с положительной температурой воздуха, а в дни с отрицательной температурой он расходуется на прогрев льда и прилегающих к нему слоев воздуха. Этим объясняется обычно отмечаемая связь между величиной абляции и ее продолжительностью.

Относительно критики формулы (5.2) как «ложной связи» на основании неоднородности условий в ледниковых районах, использованных для получения данных [102], можно сказать, что, во-первых, ограничение одним районом, как уже говорилось, все же улучшает связь, хотя оно не всегда возможно из-за дефицита данных, и, во-вторых, температура в формуле выступает как индикатор всех факторов абляции, в том числе и меняющихся от района к району. Однако полный набор большинства из них можно встретить и в пределах одного большого района, такого, как Средняя Азия.

В дальнейшем В. Г. Ходаковым и Г. П. Моисеевой [261] была предложена двухфакторная формула, включавшая в качестве предиктора коротковолновый радиациоиный баланс. Однако, на наш взгляд, такой подход в настоящее время вряд ли целесообразен, так как лишает температуру воздуха роли индикатора. Например, связь температуры с влажностью и, следовательно, с потоком тепла за счет конденсации — испарения положительна [148], а связь радиационного баланса с влажностью отрицательна. Кроме того, массовые данные о радиационном балансе получить пока невозможно из-за отсутствия данных об облачности и альбедо (даже съемки со спутников имеют недостаточную повторяемость для климатологической оценки облачности).

То же относится к расчету таяния по «реальной эквивалентной температуре», учитывающей теплообмен за счет испарения—конденсации, но не учитывающей радиационный баланс. В этом случае наряду с температурой в качестве предиктора вводится абсолютная влажность, связанная положительной связью с турбулентным теплообменом, но зато отрицательной — с радиационным [212].

Нами, совместно с В. Р. Барбашом, формула (5.2) уточнена за счет отбора точек только на высоте границы питания или вблизи нее с тем, чтобы поверхность была однородной (в формуле (5.2) альбедо было одним из скоррелированных с температурой факторов), а также за счет введения новых данных — всего 85 пар величин, соответствующих целым сезонам наблюдений на ледниках. Вид нового варианта формулы:

$$A = 1{,}33\,(\bar{t}_л + 9{,}66)^{2{,}85}. \qquad (5.3)$$

Она получена методом минимизации ошибок. Среднее квадратическое отклонение для того же набора точек составило ±495 мм против ±560 мм для формулы (5.2). Исключение различий в альбедо привело к снижению показателя степени.

Использованные при выводе обеих формул точки распределились по экспозициям ледников следующим образом: 60 % приходилось на благоприятные для них экспозиции (С, СВ, В), 10 % — на неблагоприятные (Ю, ЮЗ, З) и 30 % — на промежуточные, или «нейтральные» (ЮВ, СЗ). Формулы (5.2) и (5.3) не учитывают различия в таянии на ледниках разных экспозиций при одной и той же температуре. Наилучшим показателем влияния экспозиции может быть сама высота границы питания. Для оценки этого влияния выделяются «однородные» районы, где либо малы фоновые различия, либо ледники каждого из морфологических типов и каждой из экспозиций распределены равномерно по территории. Затем для каждого из однородных районов сопоставляется высота границы питания на ледниках одного морфологического типа, но разных экспозиций. В случае значимого отличия высот на благоприятных и неблагоприятных экспозициях от высот на нейтральных в расчеты вводятся специальные групповые поправки, зависящие от отклонения распределения ледников в группах по экспозициям от их распределения при выводе формул (5.2) и (5.3).

Например, на западе Памира расхождение высот границы питания на ледниках противоположных групп экспозиций равно 300 м. В одну из групп здесь объединены ледники № 29—45 (всего 17 ледников) в бассейне р. Ванч [123]. Из них ледник № 29 имеет северную экспозицию, ледник № 30 — северо-восточную, № 31, 32, 33, 34, 35 — юго-восточную, № 36, 37, 38, 45 — южную, № 39, 40, 43 — юго-западную, № 41 и 42 — западную, № 44 — северо-западную. Следовательно, только 2 ледника из 17 (10 %) относятся к благоприятным для существования ледников экспозициям, 9 ледников (50 %) — к неблагоприятным и 6 ледников (40 %) — к промежуточным. Среднее таяние на этих ледниках должно быть больше, чем если бы они были распределены по экспозициям так же, как при выводе формул (5.2) и (5.3). Это повышенное таяние может быть таким же, как если бы средняя высота границы питания на ледниках при типовом распределении экспозиций опустилась бы на 135 м. Из них 120 м соответствует смене экспозиций 40 % ледников с благоприятной на неблагоприятную (300 м × ×0,4 = 120 м), 15 м — смене экспозиций еще 10 % ледников с благоприятной на промежуточную (300 м : 2×0,1 = 15 м). Поправки на высоту границы питания пересчитываются в эквивалентную температурную поправку в соответствии с вертикальным градиентом температуры. В данном случае при вертикальном градиенте 0,71 °/100 м поправка соответствует повышению средней летней температуры на 1,0 °С.

5. Альман, не использовав последовательно возможности полей, которые он фактически строил, ограничился оценкой твердых осадков на высоте предела оледенения в плановых точках, где

измерялась температура воздуха на метеорологических станциях. Возможности метода намного расширяются в случае введения полей температур воздуха на фиксированной высоте и их последующего наложения на поля высот границы питания.

В наших исследованиях обосновано четыре метода наложения полей температуры воздуха и границы питания [140, 150].

1. «Точка—точка». Температура воздуха из точки ее измерения экстраполируется в точку измерения высоты границы питания. Этот метод использовался Е. Рихтером [303] и П. А. Черкасовым [270]. Практически авторы, применявшие этот метод, пренебрегали горизонтальным градиентом температуры. Отсутствие сглаживания ведет к появлению ошибок, обусловленных локальными особенностями температуры воздуха на метеорологических станциях и высоты границы питания на леднике, не связанными с фоновыми полями этих величин.

2. «Точка—поле». Температура воздуха из точки ее измерения экстраполируется по данным о ее вертикальном градиенте до высоты границы питания вблизи нее (над ней). Последняя определяется по карте, изображающей поле высоты границы питания изохионами. Этот метод для предела оледенения использовался Х. Альманом [298].

3. «Поле—точка». Вначале строится карта температур воздуха на фиксированной высоте, затем температура воздуха определяется для границ питания на отдельных ледниках или в центрах тяжести их групп. Для этого до высот границы питания экстраполируются значения, снятые с карты приведенных изотерм. Температуры на высоте границы питания над ледниками пересчитываются в аккумуляцию, и по ней проводятся изолинии поля аккумуляции.

4. «Поле—поле». Карты изолиний температуры воздуха на фиксированной высоте и высот границы питания накладываются друг на друга, а затем значения температуры на высоте границы питания снимаются в любых точках, обычно по регулярной сетке с учетом вертикального градиента и постоянной поправки на выхолаживание. Поправка на экспозицию уже вводилась в этом случае в карту поля высот границы питания. Такой способ обеспечивает наилучшее сглаживание локальных особенностей температуры воздуха и высоты границы питания. Он обеспечивает также суждение о свойствах поля аккумуляции, а значит полей осадков и стока, даже там, где нет ледников, в достаточной близости от них. Однако точность метода «поле—поле» для оценки аккумуляции на самих ледниках ниже по сравнению с методом «поле—точка».

Основные идеи методики как программы работ были изложены нами на семинаре отдела гляциологии Института географии АН СССР 27 февраля 1963 г. [189], а результаты расчета поля аккумуляции методом «точка—поле» для всей Средней Азии — на семинаре 25 мая 1967 г. [185, 139, 140].

В последнее время ряд авторов [66, 255] рассматривают метод расчета аккумуляции на ледниках по высоте границы питания

и температуре воздуха на ней как частный случай более общего, по мнению авторов, метода, удачно названного В. Г. Ходаковым методом «теплового проявления». Этот метод независимо разрабатывался на Полярном Урале В. Г. Ходаковым [194, 260] и в Средней Азии Ю. М. Денисовым [90].

В первом случае определялась абляция снега для различных высот на разные моменты времени по опорной сети реек. Ее осредненные значения на моменты схода снега приписывались всей снеговой границе в данный момент. Аккумуляция вдоль снеговой границы приравнивалась к этой осредненной абляции [260]. Метод использовался только для определения среднего снегозапаса в бассейне р. Большая Ходата. Поле снегозапаса и контуры снеговой границы не строились. Определялась лишь доля бесснежных площадей и соответствующая им абляция.

По методике Ю. М. Денисова для разных положений границы сезонного снега рассчитывалась сумма положительных температур на этих высотах, которая пересчитывалась в абляцию и равную ей аккумуляцию по температурному коэффициенту снеготаяния. Примером использования серии снимков и реализации метода Денисова является карта снегонакопления для бассейна р. Варзоб [292]. Но даже для этой ограниченной территории потребовался значительный объем работ.

Мы применили метод теплового проявления к обработке космических снимков [58]. Аккумуляция была вычислена вдоль границы сезонного снега на Алтае на 17 июня 1971 г. по снимку космонавтов Г. Т. Добровольского, В. Н. Волкова и В. И. Пацаева со станции «Салют». Высота этой границы определялась стереофотограмметрической обработкой пары снимков с точностью около 150 м. Температурный коэффициент снеготаяния и вертикальный градиент температуры определялись по данным наблюдений на Алтае.

По полученным данным было построено поле аккумуляции на высоте снеговой линии на 17 июня 1971 г. Тем самым метод теплового проявления был дополнен методом абстрактного (фиктивного) поля, что резко повысило информативность полученных данных. Преимущество результата по сравнению с сетевыми данными очевидны, если сопоставить наши данные с данными реализации метода «поле—точка» — по границам питания на ледниках, с одной стороны, и картой на основе сетевой гидрометеорологической информации, с другой (рис. 14).

Обе методики — расчет аккумуляции по высоте границы питания и метод теплового проявления — объединяет использование физического факта равенства абляции и аккумуляции на снеговой границе. Однако даже с учетом только этого факта следовало бы говорить не о частном случае методики теплового проявления для ледников, а о распространении метода расчета по высоте границы питания на неледниковые территории, так как из изложенного следует, что расчет по высоте предела оледенения (аналога

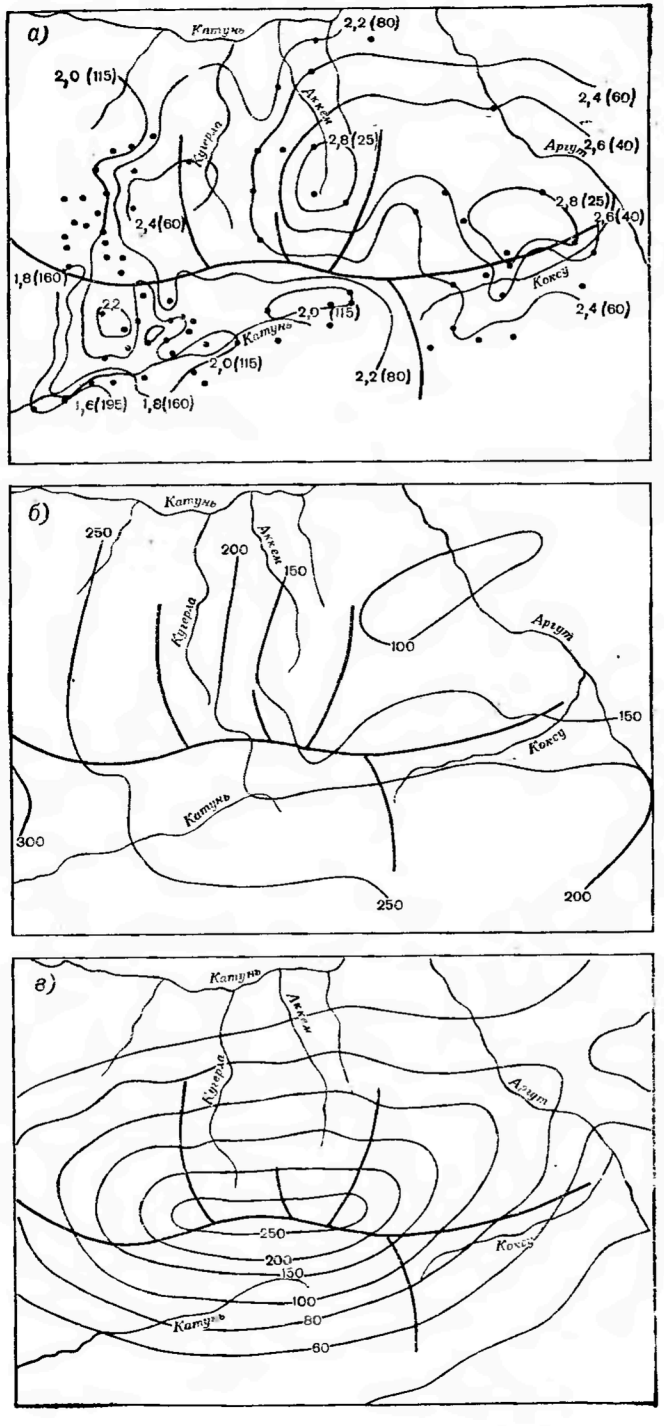


Рис. 14. Оценки поля осадков на Катунском хребте (Алтай) различными методами.

а — поле высоты граннцы сезонного снега (км) 17 нюня 1971 г. по сннмку со станции «Салют» и соответствующих значенй аккумуляции снега (в скобках, г/см²), оцененных методом теплового проявления; *б* — аккумуляция (г/см²) на высоте граннцы питания ледников, определенная методом «поле—точка»; *в* — годовой сток (см), оцененный по его зависнмостн от высоты [223].

границы питания) начал разрабатываться намного раньше рождения метода теплового проявления.

Нам представляется, однако, более существенным различие этих методов с географической точки зрения, делающее их двумя независимыми методами. Граница питания на леднике может быть определена не только прямыми, но и косвенными методами. Поэтому метод расчета по границе питания может ограничиться только использованием топографической карты даже при отсутствии дистанционных наблюдений. Метод же теплового проявления требует информации о снеговой границе.

Метод расчета по границе питания позволяет получить сразу средние многолетние значения аккумуляции при использовании данных косвенных расчетов или дистанционных данных о высоте фирновой границы. Метод теплового проявления требует для таких определений многих лет сбора данных. Метод расчета по границе питания ледников может оперировать индикаторами сезонных ресурсов тепла (средней лётней температурой, температурой самого теплового месяца, продолжительностью сезона абляции), метод теплового проявления требует знания распределения ресурсов тепла по сезону.

Преимуществом расчета по высоте границы питания является возможность его реализации для громадных территорий, весьма сложной для метода теплового проявления. Однако метод теплового проявления обладает крайне важным преимуществом получения информации для всей поверхности Земли с устойчивым (без оттепелей) снежным покровом. По-видимому, для построения карт норм аккумуляции может быть использована комбинация обоих методов. Судя по нашему опыту обработки космического снимка, большую роль здесь могло бы сыграть построение серии «фиктивных полей» для различных дат снегосъемки.

В настоящей работе развивается главным образом метод Альмана, т. е. метод расчета аккумуляции на высоте границы питания.

5.2. Использование карт полей аккумуляции на высоте границы питания. Расчет осадков и стока

Карты полей аккумуляции дают возможность получать данные о средней аккумуляции и на высоте границы питания для групп ледников (приблизительно от 5 до 12 ледников в группе). Со значительно большей ошибкой может быть сделана грубая оценка

аккумуляции на высоте границы питания для отдельного ледника.

При допущениях о стационарности ледника, линейности изменения аккумуляции и абляции с высотой и симметричности гипсографической кривой для ледников относительно высоты границы питания можно считать, что аккумуляция и абляция на высоте границы питания равны средним значениям аккумуляции и абляции на всей площади ледника. При малых значениях испарения и конденсации или их взаимной компенсации это означает равенство аккумуляции и абляции на высоте границы питания ледниковому стоку.

Такое допущение априорно делалось и раньше [310]. Оно подтверждается опытными данными (см, например, [180, 297 — рис. 31]). Так, на Марухском леднике в течение 9 лет граница питания совпадала с изолинией 1,0 на картах, нормированных по средним для ледника значениям аккумуляции и абляции. Очевидно, отклонения от перечисленных выше допущений компенсируют друг друга. Следовательно, по карте изолиний поля аккумуляции может быть определен ледниковый сток для каждой из групп или для любого набора ледников.

Важную проблему представляет оценка твердых осадков по величине аккумуляции на ледниках, включающей в вогнутых формах рельефа снег, перенесенный на них метелями и лавинами. С выпуклых ледников (ледниковые купола, конические вершины) снег, наоборот, сдувается. В. Г. Ходаков ввел понятие коэффициента концентрации, равного отношению аккумуляции к твердым осадкам [260]. Он предложил определять этот коэффициент как отношение площади бассейна ледника к площади ледника или упрощенно как отношение ширины бассейна к ширине ледника [261]. Характерные значения коэффициента концентрации принимались В. Г. Ходаковым и Г. П. Моисеевой равными 2,0 для каровых ледников, 1,5 для средних горно-долинных и 1,0 для крупных горно-долинных.

Нам представляется, что коэффициент концентрации не равен, а лишь приблизительно пропорционален отношению площадей бассейна и ледника. Часть свободного от льда бассейна, иногда бóльшая, сохраняет снежный покров на протяжении всего сезона аккумуляции. Он тает или испаряется на месте. Кроме того, коэффициент концентрации должен расти с увеличением скорости ветра. Очевидна непригодность метода отношения площадей для полярных ледников, лишенных горного обрамления.

На основании анализа полевых данных по ледникам Туюксу [191], Орто-Тер [207], Карабаткак [93], Абрамова (сравнение построенной нами карты по данным 23 осадкомеров в его бассейне с данными снегомерных съемок, рис. 15) мы оцениваем коэффициент концентрации для долинных ледников величиной 1,4. Для Марухского ледника на основании данных семи осадкомеров В. М. Меншутин оценил его в 1,7 [180]. На леднике Безенги,

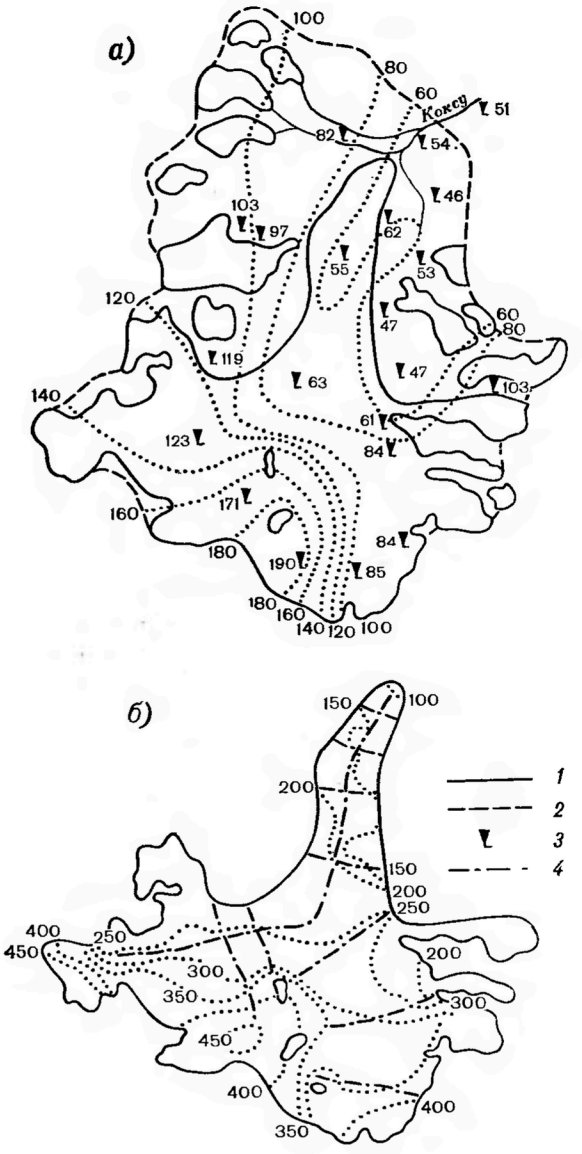


Рис. 15. Поля осадков (см) (*а*) и аккумуляции снега (г/см²) (*б*) на леднике Абрамова (Алайский хребет) в 1972 г. [165].

1 — граница ледникоа; *2* — граннца неледниковой частн бассейна, *3* — осадкомеры (цифры — количество осадков, см), *4* — маршруты снегомерной съемки.

судя по данным пяти осадкомеров, коэффициент концентрации равен приблизительно 1,4 [143].

Все известные нам экспериментальные оценки коэффициента концентрации, достигающие 2—2,5, получены как отношение аккумуляции на ледниках к осадкам на метеостанциях.

С другой стороны, из-за обилия не покрытых снегом участков скал в бассейнах горных ледников представляется невероятным допущение И. В. Северского о коэффициенте концентрации на крупных ледниках, равном 1,0 [225].

Мы полагаем, что сама граница питания лучше всего показывает колебания коэффициента концентрации, так же как и влияние экспозиции на абляцию. Если допустить, что коэффициент концентрации определяется морфологией ледника, то различия в высоте границы питания, связанные с морфологией, будут мерой изменения коэффициента концентрации. Различную степень снижения границы питания за счет концентрации снега отражают значимые различия в средних высотах этой границы на ледниках разных морфологических типов, но одинаковых экспозиций. Такая оценка выполнена нами с Л. Н. Шантыковой для Заилийского Алатау [150], с Л. Н. Тарасовой для Западного Памира и бассейна оз. Каракуль. Если коэффициент концентрации на долинных ледниках равен 1,4, то на каровых он должен равняться 1,5—1,6, на висячих 1,2—1,3, на крупных долинных ледниках тоже 1,25, на ледниках плоских вершин 1,0 и даже меньше. По нашим прямым наблюдениям на Земле Франца-Иосифа [192], коэффициент концентрации на ледниковых куполах равен 0,7.

Данные И. В. Северского [225] и Л. Н. Шантыковой [277] показывают, что для каждого из морфологических типов на отдельных ледниках коэффициенты концентрации могут сильно меняться. Поэтому альтернативой введению разных коэффициентов концентрации для ледников различных типов может быть построение специальных карт твердых осадков на высоте границы питания ледников с использованием данных о высоте границы питания только для долинных ледников средних размеров (от 1,5 до 12 км^2), с допущением на них единого коэффициента концентрации (например, 1,4).

Поделив аккумуляцию на коэффициент концентрации, получаем количество твердых осадков. Жидкие осадки на высоте границы питания очень малы и могут быть определены по зависимости их доли в общей сумме от высоты по данным метеостанций и экспедиционных наблюдений в указанном районе. В результате могут быть подсчитаны годовые осадки.

По осадкам в ледниковой зоне может быть оценен суммарный сток из ледниковой зоны с площади, свободной от льда. Коэффициент стока с внеледниковой поверхности в высокогорье, согласно многим изысканиям, может быть принят равным 0,85. Слой стока получится умножением количества осадков на соответствующий коэффициент стока.

5.3. Оценка точности расчетов поля аккумуляции в ледниковых системах

Оценку точности расчета поля аккумуляции в ледниковых системах дадим на примере расчета для Средней Азии методом «поле—точка». Близкая по результатам оценка точности аналогичного поля для Кавказа, построенного методом «поле—поле», дана нами ранее [113].

Теоретические ошибки расчетов представлены в табл. 11.

Таблица 11

Теоретические абсолютные (г/см^2) и относительные (%) случайные ошибки построения поля аккумуляции на высоте границы питания и расчетов по иему

Вид ошибки	Высота границы питания, м	Средняя летняя температура воздуха на высоте границы питания, °С	Для аккумуляции 50 г/см^2		Для аккумуляции 130 г/см^2		Для аккумуляции 300 г/см^2	
			г/см^2	%	г/см^2	%	г/см^2	%
M_1	100	0,71	14	29	29	22	46	15
M_2	63	0,45	9	18	18	14	28	10
M_3	46	0,33	6	13	13	10	21	7
M_4	80	0,57	11	23	23	18	36	12
M_5	174	1,24	27	54	50	38	83	28
M_A	230	1,63	34	69	66	51	107	36
M_A	81	0,58	12	*24*	24	*18*	38	*13*
M_6			5	10	13	10	30	10
$M_{л.\,с}$			35	70	68	52	112	37
M_6			2	4	5	4	11	4
$M_{л.\,с}$			12	*25*	24	*18*	39	*13*
M_7			10	20	20	16	32	11
M_8			5	10	13	10	30	10
$M_{ос}$			17	*33*	34	*26*	59	*20*
M_9			5	10	13	10	30	10
$M_{ст}$			17	*35*	36	*28*	66	22

Примечание. Курсивом выделены относительные ошибки результатов расчетов аккумуляции иа высоте границы питания, ледникового стока, осадков и стока в ледниковой зоне.

Ошибка определения высоты границы питания M_1 в среднем равна ± 100 м (для случаев использования данных о высоте фирновой границы ± 50 м, применения полного метода Куровского ± 100 м, упрощенного метода Куровского $M_1 = \pm\sqrt{100^2+60^2} = \pm 125$ м и т. д.). Ошибка значения вертикального температурного градиента M_2 принята равной $\pm 0{,}03$ °С/100 м по расхождению разных методов его определения. Средняя высота приведения около 1500 м, а значит, $M_2 = \pm 0{,}45$ °С. Ошибка за счет горизонтальной интерполяции по карте поля температур M_3 равна $^1/_3$ разницы в приведенной температуре на характерном расстоянии между станциями. Она принята равной $\pm 0{,}33$ °С. Ошибка в определении

температурного скачка M_4 оказалась равной ±0,57 °С, судя по отклонению измеренных величин скачков (параллельные наблюдения на льду и каменной поверхности) от принятых или от данных, рассчитанных по формуле В. Г. Ходакова. Ошибка формулы (5.3) M_5 равна, судя по разбросу точек при ее выводе, ±1,24 °С. Все эти ошибки при допущении об их независимости друг от друга могут быть пересчитаны в ошибки расчета аккумуляции:

$$M_A = \pm \sqrt{M_1^2 + M_2^2 + M_3^2 + M_4^2 + M_5^2}. \quad (5.4)$$

Для групп из n ледников

$$\overline{M}_A = \frac{M_A}{\sqrt{n}}. \quad (5.5)$$

В табл. 11 n принято равным 8, что создает во многих случаях запас прочности, так как средний размер группы был большим.

Ошибку M_6 за счет приравнивания средней аккумуляции на леднике к аккумуляции на высоте границы питания мы оцениваем судя по анализу полей аккумуляции на ледниках — объектах программы МГД, в 10 %. Тогда ошибка в оценке суммарных аккумуляции и абляции с ледников, а вместе с ними и среднего многолетнего ледникового стока окажется для отдельного ледника

$$M_{л.с} = \pm \sqrt{M_A^2 + M_6^2}, \quad (5.6)$$

для группы ледников

$$\overline{M}_{л.с} = \pm \sqrt{\overline{M}_A^2 - \frac{M_6^2}{\sqrt{n}}}. \quad (5.7)$$

При расчете осадков возникают еще две ошибки. Ошибка M_7 за счет интерполяции между ледниковыми группами. Она определяется возможностью локального, не связанного с фоновыми изменениями, отклонения средней высоты границы питания в группе на ±70 м. Ошибка M_8 — ошибка определения среднего для группы коэффициента концентрации. Мы считаем, что эта ошибка с вероятностью 70 % не превышает ±0,1 (предельная ошибка 0,3). Такова, в частности, разница между оценками коэффициента концентрации по зависимости высоты границы питания от морфологии для разных районов Средней Азии. Тогда ошибка расчета осадков по данным об аккумуляции, рассчитанной для групп ледников,

$$M_{ос} = \pm \sqrt{M_A^2 + M_7^2 + M_8^2}. \quad (5.8)$$

Расчет суммарного стока по осадкам из ледниковой зоны со свободной от льда поверхности включает еще ошибку M_9 за счет неточности оценки коэффициента стока. Мы ее также оценили в ±0,1 для 70 %-ного уровня вероятности. Тогда ошибка расчета

Таблица 12

Сопоставление фактических и теоретических ошибок расчета

Ледник	Фактические данные, г/см²	Расчетные данные, г/см²	Фактические ошибки		Теоретические ошибки, %	Источник
			г/см²	%		
Аккумуляция на высоте границы питания по снегомерным съемкам на ледниках						
Туюксу, 1957/58—1963/64	103	94	9	9	20	[191]
Дмитриева, 1961/62—1963/64	99	84	15	15	20	[191]
Конституции 1963/64	100	97	3	3	20	[191]
Орто-Тер, 1962/63	89	72	17	19	21	[207]
Карабаткак, 1963/64	94	89	5	5	21	[96]
Тургень-Аксу, 1971/72	64	91	27	43	23	[167]
Западный Суёк, 1970/71	2	44	2	4	25	[19]
Краснослободцева, 1969/70, 1970/71, 1972/73	65	63	2	3	24	[211]
Скогач, 1968/69, 1969/70	190	195	5	2	16	[211]
Медвежий, 1969/70	140	144	4	3	17	[211]
Иштансалды, 1968/69, 1969/70	160	150	10	6	17	[211]
Бакчагир, 1970/71, 1971/72	75	76	1	1	23	Фонды отдела гляциологии ИГАН
Федченко, 1957/58, 1959/60	120	110	10	8	18	[168]
Памирское фирновое плато, 1975/76, 1976/77	100	100	0	0	20	[106]
Абрамова, 1968/69—1970/71	135	130	5	4	18	[243]
Средняя квадратическая ошибка			9	14	21	
Ледниковый сток						
Бакалак, 1962/63	85	79	6	7	23	[238]
Верховья р. Чиле, 1963/64	70	79	9	13	23	[238]
р. Паткиноу, 1969	312	330	18	6	13	[124]
Истоки р. Ванч, 1964/65	208	222	14	7	16	[124]
р. Бадомдара, 1972/73	140	120	20	14	18	[124]
р. Тамдыкуль, 1968	218	200	18	8	16	[124]
Средняя квадратическая ошибка			16	11	20	

стока $M_{ст}$ определится из формулы

$$M_{ст} = \pm \sqrt{M_{ос}^2 + M_{э}^2}.$$

Все эти ошибки в табл. 11 пересчитаны в значения аккумуляции и приведены в абсолютной и относительной формах.

Фактические ошибки могут быть определены лишь для нескольких случаев и поэтому не дают возможности получить надежную статистическую оценку. Однако почти во всех случаях они оказались меньшими, чем теоретически вычисленная ошибка 70 %-ной вероятности. Сопоставления с фактическими данными сведены в табл. 12.

5.4. Выводы

1. Х. Альман предложил использовать поле летней температуры на высоте предела оледенения для оценки осадков в ледниковой зоне. Нами на основе этой идеи разработана методика расчета полей аккумуляции на высоте границы питания ледников, где, по определению, аккумуляция равна абляции, а абляция рассчитывается по связям со средней летней температурой воздуха. Вводятся поправки на выхолаживание воздуха над ледником и на зависимость таяния от экспозиции ледников.

2. Для построения полей аккумуляции по данным о температуре воздуха и высоте границы питания могут быть применены все возможные комбинации точечных (измеренных) и обобщенных в виде полей данных. Точки поля аккумуляции получаются одним из четырех способов: точка—точка; точка—поле; поле—точка; поле—поле.

3. Аккумуляция может быть пересчитана в твердые осадки при помощи коэффициентов концентрации, зависящих от морфологии ледников. Значения коэффициентов для различных морфологических типов ледниковых систем определены по вариации высоты границы питания в зависимости от морфологии ледников в климатически однородных районах. По сумме твердых и жидких осадков могут быть определены годовые осадки. Жидкие определяются по зависимости доли их в общей сумме от высоты.

4. По годовым осадкам может быть оценен суммарный сток в ледниковой зоне, если принять коэффициент стока с ледников равным 1,0 а с окружающих склонов 0,8—0,85. Ледниковый сток может быть определен как суммарная абляция с ледников, равная в среднем абляции (аккумуляции) на высоте границы питания при условии стационарности ледниковых систем. Слой аккумуляции (абляции) на высоте границы питания, определенный по полю, перемножается на площадь ледников для определения объема ледникового стока.

5. Теоретические ошибки расчета аккумуляции и ледникового стока на отдельных ледниках лежат в пределах 13—15 %, годовых осадков 20—33 %, суммарного стока 22—35 %. Средние фактические ошибки меньше.

Глава 6

Ледниковые системы на территории СССР и их зависимость от рельефа и климата

6.1. Размещение и размеры ледниковых систем

На территории СССР оледенение встречается практически на всех широтах (рис. 16), хотя характер его на разных широтах неодинаков. Г. К. Тушинский и Н. М. Малиновская [252], следуя циркуляционно-климатическому районированию Б. П. Алисова [11], выделили четыре широтных зоны оледенения: арктическую, субарктическую, умеренную (включая Тянь-Шань и северные склоны Кавказа) и субтропическую (южные склоны Кавказа, Гиссаро-Алай и Памир). В качестве исключения Кавказ рассматривался авторами целиком в субтропической зоне.

Примем за основу это деление, внеся в него ряд изменений. Нам представляется, что ледниковые системы Средней Азии, включая Джунгарский Алатау и, по-видимому, Саур, следует, так же как и Кавказ, рассматривать вместе, в пределах единой широтной зоны. Основания для этого следующие. Во-первых, все эти системы обладают единым «входом» — питаются осадками циклонов полярного фронта, смещающимися от зимы к лету с юга на север, что обусловливает различие во внутригодовом распределении, но не в источнике влаги. Во-вторых, они обладают единым «выходом», питая ледниковым стоком реки внутриконтинентальных бассейнов Аральского моря и Балхаша. В-третьих, в пределах всей Средней Азии однородны природные зоны, окаймляющие снизу ледниковую зону. В-четвертых, едина орографическая структура горного поднятия. Широтную зону, включающую Среднюю Азию и Кавказ, мы будем называть зоной южного горного обрамления СССР.

В умеренной зоне мы оставляем только ледниковые системы Центральной Сибири: Алтая, Кузнецкого Алатау, Саян, Забайкалья, так как в Европейской части СССР современное оледенение в этой зоне отсутствует. В арктическую зону включаем все ледниковые системы островов Северного Ледовитого океана и гор Бырранга на Таймыре.

К субарктической зоне, в отличие от Б. П. Алисова и Г. К. Тушинского, вместе с оледенением Полярного Урала, Путораны, Орулгана, Хараулаха, хребта Черского и Корякского нагорья относим также оледенение Камчатки и Чукотки — на основании единства источников питания и направления ледникового стока, а также сходства природных условий с ледниками Корякского нагорья.

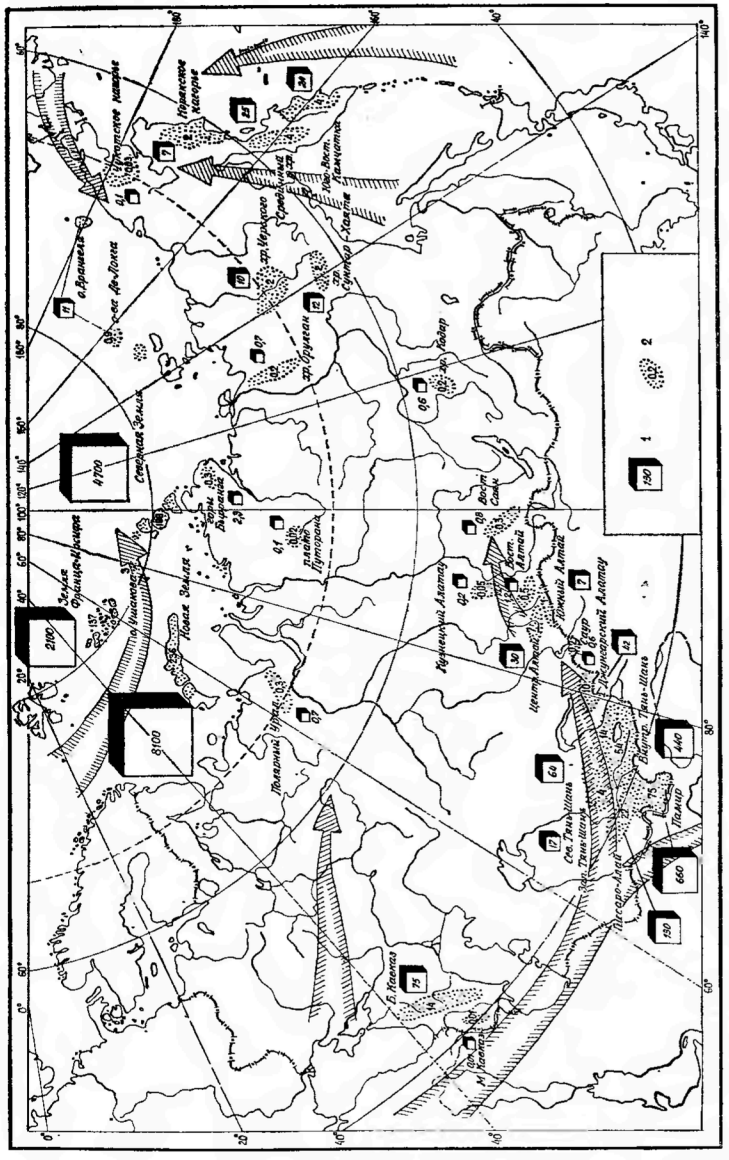


Рис. 16. Распределение площадей и массы льда по ледниковым системам и их связь с циркуляцией атмосферы.

1 — масса льда, млрд. т (размер куба пропорционален объему ледниковой системы массой более 10 млрд. т); *2* — площадь, сотни км². Стрелками показано направление перемещения циклонов вдоль климатологических фронтов.

Вслед за И. В. Бутом [33] следует заметить, что большинство ледниковых систем располагается вблизи арктических или полярных климатологических фронтов. Положение фронтов, по С. П. Хромову ([266], с. 226), показано на рис. 16. В свое время автор [142] обратил внимание на то, что эта особенность характерна для Арктики: арктические и западные субарктические ледниковые системы располагаются вблизи атлантического арктического фронта. Восточные субарктические системы находятся вблизи зимнего арктического и летнего полярного тихоокеанского фронтов. Ледниковые системы Кавказа, Гиссаро-Алая и Памира расположены вблизи оси зимнего средиземноморского полярного фронта, а ледниковые системы Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Саура, Алтая и Саян — вдоль северной ветви этого фронта, огибающей с севера Центральную Азию и активизирующейся в летние месяцы. В большем удалении от климатологических фронтов находятся ледниковые системы Кузнецкого Алатау и Забайкалья, чем и объясняется их слабое развитие и ведущая роль локальной (метелевой и лавинной) концентрации снега в их существовании.

Список выделенных нами ледниковых систем и их размеры приведены в табл. 13. При их выделении использовались такие критерии: единство орографического субстрата оледенения, существование непрерывного поля высоты границы питания и аккумуляции на этой высоте, наличие единых закономерностей в конфигурации этих полей.

Сложные горные системы Алтая, Тянь-Шаня и Камчатско-Корякская расчленены на системы низшего ранга на основании орографической независимости и различий в характере оледенения. Ледники полуострова Говена объединены в одну систему с ледниками Корякского нагорья. К оледенению Юго-Восточной Камчатки отнесены ледники всех хребтов и отдельных вулканов за пределами Срединного хребта. За границу Восточного и Центрального Алтая принята долина Чуи, в Восточный Алтай включены ледники Западной Тувы. За границу Южного и Центрального Алтая принята долина Бухтармы. К южному Алтаю отнесены также ледники верховьев Аргута. К Западному Тянь-Шаню отнесены Таласский хребет с его юго-западными ответвлениями, и Ферганский хребет, к Северному — Киргизский, Заилийский и Кунгей-Алатау, к Внутреннему — все остальные хребты Тянь-Шаня на территории СССР. За границу Памира и Гиссаро-Алая приняты долины Вахша, Сурхоба и Кызыл-Су.

Для вычисления площадей ледниковых систем использованы данные Каталога ледников СССР. Лишь для ледников Хараулаха и Чукотки была использована литературная сводка [251], а для Корякского нагорья — любезно предоставленные рукописные материалы Н. М. Сваткова. Приводимая Сватковым [6] цифра площади оледенения Корякского нагорья 700 км², судя по этим материалам, существенно завышена.

Таблица 13

Размеры ледниковых систем на территории СССР

Ледниковая система	Площадь		в том числе под сплошной мореной, км²	Число ледников	Площадь ледника, км²		Объем льда		Масса льда (запас воды), млрд. т (км³)
	км²	% от суммы			среднего	медианного	км²	% от суммы	
Земля Франца-Иосифа и о. Виктория	13 740	17,5	0,0	226	60,8	894	2 500	12,5	2 100
Новая Земля	23 640	30,1	67,1	457	41,8	11 820	9 500	47,6	8 100
Северная Земля	18 810	24,0	0,0	137	137	2 580	5 500	27,5	4 700
о. Ушакова	325,4	0,4	0,0	1	325	325	57	0,3	48
о-ва Де-Лонга и Врангеля	89,4	0,1	0,0	14	6,4	44,7	13	0,1	11
Бырранга	30,5	0,0	0,0	48	0,6	5,2	3,4	0,0	2,9
Арктика в целом	56 630	72,1	67,1	883	64,5	2 540	18 000	90,0	15 000
Полярный Урал	28,7	0,0	—	143	0,2	0,3	0,8	0,0	0,7
Путорана	2,0	0,0	—	17	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
Орулган и Хараулах [1]	20,2	0,0	0,0	81	0,3	0,4	0,8	0,0	0,7
Хребет Черского	156,7	0,2	20,8	360	0,4	1,6	12	0,1	10
Сунтар-Хаята	201,0	0,3	4,1	195	1,0	2,0	14	0,1	12
Чукотка	3,0	0,0	—	11	0,3	—	0,1	0,0	0,1
Корякское нагорье	223,6	0,3	—	815	0,3	0,5	9,0	0,0	7,4
Срединный хребет	440,1	0,6	43,5	216	2,0	4,9	30	0,2	25
Юго-Восточная Камчатка	433,9	0,6	87,5	148	2,9	11,7	29	0,1	24
Камчатка в целом	874,0	1,1	131,0	364	2,4	6,8	59	0,3	49
Камчатско-Корякская система в целом	1 098	1,4	—	1 179	0,9	4,6	68	0,3	56
Субарктика в целом	1 510	2,4	—	1 998	0,8	2,2	96	0,5	79
Центральный Алтай	692,7	0,9	—	951	0,7	2,5	36	0,2	30
Восточный Алтай	79,5	0,1	—	242	0,3	0,9	2,5	0,0	2,1
Южный Алтай	131,6	0,2	—	284	0,5	5,1	8,8	0,0	7,2
Алтай в целом	906,5	1,2	—	1 477	0,6	2,4	47	0,2	39
Кузнецкий Алатау	5,4	0,0	—	54	0,1	0,2	0,2	0,0	0,2
Саяны	30,3	0,0	—	105	0,3	0,5	1,0	0,0	0,8
Кодар	18,8	0,0	4,8	29	0,6	0,7	0,7	0,0	0,6
Умеренный пояс в целом	961,0	1,2	—	1 665	0,6	2,2	49	0,2	41
Большой Кавказ	1 424	1,8	79,4	1 786	0,8	3,0	92	0,5	75
Малый Кавказ	1,3	0,0	0,0	26	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
Саур	16,6	0,0	1,8	18	0,9	2,4	0,7	0,0	0,6
Джунгарский Алатау	1 000	1,3	186,1	1 172	0,9	2,1	50	0,3	42
Западный Тянь-Шань	416,2	0,5	66,6	937	0,4	0,9	21	0,1	17
Северный Тянь-Шань	1 434	1,8	219,3	1 410	1,0	6,6	78	0,4	64
Внутренний Тянь-Шань [2]	5 423	6,9	362,6	4 543	1,2	7,7	522	2,6	440
Тянь-Шань в целом	7 273	9,3	648,5	6 890	1,1	4,7	620	3,1	520
Гиссаро-Алай	2 175	2,8	381,2	2 869	0,7	2,0	160	0,8	130
Памир	7 493	9,6	578,7	6 246	1,2	6,2	810	4,1	660
Памиро-Алай в целом	9 668	12,4	959,9	9 115	1,1	5,3	970	4,9	790
Средняя Азия в целом	17 960	22,9	1796	17 200	1,0	4,9	1 700	8,3	1 400
Южное горное обрамление в целом	19 390	24,8	1875	19 010	1,0	4,7	1 800	8,8	1 500
Горное оледенение СССР (вместе с Бырранга и югом Новой Земли) в целом	23 750	30,3	—	23 180	1,0	4,9	2 000	10,0	1 700
Покровное оледенение СССР в целом	54 740	69,7	—	380	144	2 600	18 000	90,0	15 000
Оледенение СССР в целом	78 490	100	—	23 560	3,3	1 350	20 000	100,0	17 000

[1] Оледенение Хараулаха принято равным 10 % оледенения Орулгана.
[2] Ферганский хребет отнесен к Внутреннему, а не Западному Тянь-Шаню.

Часть ледниковых систем (Алтай, Саур, Джунгарский Алатау, Тянь-Шань, Памир) выходит за пределы Советского Союза. Однако во всех случаях, кроме Тянь-Шаня [1], оледенение зарубежных территорий составляет малую часть суммарного оледенения каждой из систем. Оледенение за пределами границ СССР оставлено без внимания из-за его малой изученности, а также определенной направленности нашей работы, позволяющей использовать ее при планировании освоения территории нашей страны и воздействий на ее природу. Таким образом, все приводимые статистические данные относятся только к территории СССР.

Сопоставление ледниковых систем по их статистическим характеристикам и структуре выполнялось по мере работы над Каталогом ледников СССР [40, 118, 299], однако бóльшая часть подсчетов выполнена нами заново.

Из данных табл. 13 следует, что общая площадь оледенения СССР составляет 78 500 км², или около 1/300 части площади страны, превышая тем не менее площадь многих европейских государств. Почти 3/4 этой площади приходится на арктические острова, около 36 % которых покрыто льдом. Ледники, следовательно, составляют там ведущую компоненту природных систем. В горах южного обрамления СССР сосредоточено около $^1/_4$ площади ледников, причем они здесь составляют 3,1 % суммарной площади гор, на Большом Кавказе равной 140 000 км² [45], а в Средней Азии — 484 000 км² [282]. На Большом Кавказе эта доля составляет 1,0 %, а в Средней Азии более 3,7 %. Гораздо скромнее роль ледников в субарктической и умеренной зонах. Их доля в оледенении СССР равна лишь 3,2 %, а степень оледенения горной территории этих зон в целом не превышает 0,05 %. Роль ледников в массо- и теплообмене здесь не может быть большой, а их изучение связано прежде всего с выяснением их роли как индикаторов уровня этого обмена.

Объем ледников СССР подсчитывался и ранее [6, 131], однако в связи с завершением каталогизации ледников целесообразна ревизия этих оценок.

Для горных ледников объем подсчитан двумя способами. Первый из них состоял в том, что, следуя методу М. Г. Гросвальда [80], мы приняли среднюю толщину сложных долинных и дендритовых ледников СССР равной 200 м (у Гросвальда 300 м для Зарубежной Азии, где ледники в целом больше). Средняя толщина простых долинных ледников и ледников подножий была принята равной 70 м, а склоновых, каровых, висячих и ледников плоских вершин — 30 м (у Гросвальда 35 м). Толщина льда на склонах конических вершин на основании данных бурения льда и обнажений на вулканах Камчатки принята равной 50 м. Объемы вычислялись по отдельным морфологическим типам ледников и затем суммировались.

[1] Бóльшую часть зарубежного Тянь-Шаня следовало бы выделить в особую подсистему Восточного Тянь-Шаня.

Второй способ состоял в следующем. Толщина каждого ледника H м оценивалась по формуле Дж. Ная [321]

$$H = \frac{11}{\sin \alpha}, \tag{6.1}$$

где α — уклон ледника. Эта формула исходит из допущения равенства напряжения на ложе всегда 10^5 Па (при большем напряжении лед стекает). Формула выведена для точки; переход к средним для ледника значениям связан с произвольными допущениями. Оценки по (6.1) близки к расчетам по формуле Н. В. Ерасова [107]

$$V = 0{,}021F^{1{,}5}, \tag{6.2}$$

где V — объем, F — площадь ледника. Эта формула и сходные с ней зависимости других авторов выведены на основе данных геофизического зондирования и расчетов по методу Пальгова (балансовый метод) на небольших долинных ледниках. На большие ледники, содержащие основную часть массы льда, возможна лишь экстраполяция.

По формулам (6.1) и (6.2) в каталогах, составленных А. С. Щетинниковым для ледников бассейнов Южной Ферганы, Кызыл-Су, Муксу, Бартанга и Мургаба, вычислен объем льда для каждого ледника. Суммарный объем составил 400 км³. Во всех бассейнах переходный коэффициент от расчетов по первому методу к расчетам по (6.1) и (6.2) колебался от 0,6 до 0,8, равняясь в среднем 0,7. Имея в виду ненадежность экстраполяции формулы (6.2) и идеализацию реальных условий (например, неучет возможного подпруживания ледников) в формуле (6.1), мы приняли для расчетов средние значения, полученные двумя способами. Вначале объем ледников в системе определялся первым способом, а затем в результате вводился коэффициент 0,85.

Явно заниженные значения дает расчет по интегральной формуле для ледниковых систем [118]:

$$V^* = 0{,}04\,\frac{(F^*)^2}{N}, \tag{6.3}$$

где V^* — объем ледников в системе, F^* — площадь системы, N — число ледников в системе. Так, средняя толщина ледников Памира оказывается равной 47 м, Кавказа — 32 м, Алтая — 24 м и т. д. Очевидно, такой результат — следствие использования логарифмической линеаризации при выводе зависимости плотности распределения ледников от их площади. При подборе коэффициентов и выводе средней площади благодаря логарифмированию оказался преувеличенным вес малых, но часто встречающихся ледников, что и привело к преувеличению их веса при выводе окончательной формулы. По-видимому, следовало использовать изящный метод авторов, но применить при этом более оптимальный вывод уравнения плотности распределения.

Для покровных ледников использовались литературные данные с некоторыми нашими поправками. Объем ледников Земли Франца-Иосифа взят по оценке О. Н. Виноградова и М. Г. Гросвальда [192]. Вполне надежны оценки объема ледников Северной Земли и о. Ушакова, сделанные на основании массовых радиолокационных измерений [123]. При этом оказалось, что средняя мощность льда там намного больше, чем по более ранним оценкам Л. С. Говорухи [233], в связи с чем мы увеличили и другие его оценки. Для Новой Земли среднюю толщину льда приняли равной 400 м вместо 280—300 м, а для о-вов Де-Лонга — 150 м вместо 80—100 м. Кроме того, в соответствии с каталогами была исправлена площадь ледников.

Для пересчета на массу (или, что то же, запас воды в леднике) полученные значения объемов для горных ледников с фирновым питанием умножены на 0,82 с учетом плотности льда (около 0,87 г/см^3), пустот в теле ледника (около 2 % объема ледников, заполненных водой, и еще около 1 % объема ледников, заполненных воздухом [76]) и открытых пор в фирне. Объем последних соответствует слою примерно 3 м в области питания ледников и, значит, около 2 м, или 2 %, в пересчете на всю их площадь.

Для ледников гор Быранга, хребтов Черского, Орулгана, Сунтар-Хаяты, Чукотки, Внутреннего Тянь-Шаня с преимущественно «ледяным» питанием поправка на поры в фирне не вводилась, и для перехода от объема к массе принимался множитель 0,84. Для покровных ледников использовался множитель 0,85. Тем самым объем пустот и пор в фирне принимался равным 1 % каждый, в отличие от 2—3 % в условиях горного оледенения.

Суммарный объем льда составил, по нашим подсчетам, около 20 000 км^3, следовательно, ледники поднимают поверхность рельефа (имеют среднюю толщину) примерно на 250 м. Их стаивание снизило бы на 1 м средний уровень рельефа в СССР, для чего ветровой и речной эрозии требуется несколько тысяч лет.

Масса ледников составляет 17 000 км^3, т. е. приблизительно равна речному стоку с территории СССР за 4 года. Это во много раз превосходит объем искусственных водохранилищ и составляет $^1/_7$ объема озер, включая Каспийское море, и 60 % объема озер без Каспийского моря. На арктические острова приходится $^9/_{10}$ массы, которая может обеспечить современный сток (в том числе айсбергами) в течение 4—5 тыс. лет. На горы южного обрамления (без Алтая) приходится 9 %. Здесь запас воды в ледниках превосходит годовой речной сток в 7—8 раз, в том числе в средней Азии в 8 раз, а на Кавказе в 2,5 раза. Масса ледников Средней Азии в 1,4 раза больше массы Аральского моря (1000 км^3). В ледниках Субарктики и умеренной зоны сосредоточено лишь немногим менее 1 % ледникового льда, а запасы воды, хотя и уступают годовому стоку с территории примерно в 20 раз, все же равны стоку за год такой, например, полноводной реки, как Печора. Стаивание всех ледников СССР подняло бы уровень Мирового океана примерно на 5 см.

6.2. Структура ледниковых систем

Структура ледниковых систем в первую очередь определяется числом слагающих их ледниковых тел — ледников и ледниковых комплексов. Это число несколько отличается от числа ледников в Каталоге, так как соприкасающиеся, слитые в единое ледниковое тело ледники (и их притоки) рассматриваются нами и показаны в табл. 13 вместе, как одна единица. Число таких единиц в системах изменяется от одной (о. Ушакова) до почти 7 тыс. (Тянь-Шань). Общее их число оказалось около 23 700.

Размеры средних ледников очень мало зависят от размеров системы и степени оледенения. В покровном оледенении средние ледники вообще не дают возможности судить о расчлененности оледенения. Для Новой Земли с ее огромной ледяной шапкой средний ледник оказывается вчетверо меньшим, чем для Северной Земли, и меньшим, чем для Земли Франца-Иосифа, а наибольшим оказывается средний (он же единственный) ледник на о. Ушакова. Это положение является следствием обилия на Новой Земле малых присклоновых и горных ледников, не играющих важной роли в ее оледенении.

Более удобной характеристикой расчлененности системы и более репрезентативным является не средний, а медианный ледник, соответствующий 50 %-ной обеспеченности на кривой распределения ледников по размерам. В случае, если добавка очередного ледника в ряду в порядке нарастания их площади меняет обеспеченность от значений, заметно меньших 50 %, до значений, заметно больших 50 %, площадь медианного ледника определяется интерполяцией между значениями обеспеченности до и после прибавки. Наибольшими оказываются медианные ледники в системах, включающих крупные ледниковые комплексы. Отношение медианного ледника к среднему растет с ростом площади оледенения, оно пропорционально «весовому коэффициенту» О. Н. Виноградова [40].

Мы построили кривые распределения числа и площадей ледников по их размерам. Как уже отмечалось [40], на малые размеры приходится бóльшая часть ледников, а плотность распределения площадей ледников для малых размеров даже больше, чем плотность распределения их числа. Поэтому обычно используют нелинейные шкалы размеров. Однако сечение этих шкал, по данным большинства авторов, изменяется неравномерно. Мы используем логарифмическую шкалу размеров. Ширина интервалов нарастает в геометрической прогрессии со знаменателем, равным основанию натуральных логарифмов «е». Получена следующая шкала: $\leqslant$0,1; 0,1—0,3; 0,4—1,0; 1,1—2,7; 2,8—7,4; 7,5—20,1; 20,2—54,9; 55,0—148,4; 148,5—403,4; 403,5—1097; 1098—2981; 2982—8102; 8103—22 030 км^2.

Выбор логарифмического масштаба, во-первых, обеспечивает непрерывность кривой распределения и возможность использования понятия ее плотности. Во-вторых, логарифмический масштаб

приблизительно отражает влияние ледников на климат, возрастающее пропорционально логарифму их характерных размеров [261]. В третьих, согласно Г. Н. Голубеву [76], время добегания с ледников τ (точнее, время, за которое с них стекает 63 %, или $1-1/e$, образовавшейся там талой воды) зависит от площади ледников F согласно формуле

$$\tau = 3{,}8 \lg (F + 1), \qquad (6.4)$$

где τ — в сутках, а F — в км^2. Переходя к натуральным логарифмам, получим

$$\tau = 1{,}64 \ln (F + 1), \qquad (6.5)$$

а для $F \gg 1$ км^2

$$\tau \approx 1{,}64 \ln F.$$

Следовательно, время добегания пропорционально натуральному логарифму площади. При допущении, что вся вода поступает в сток через τ дней после ее образования, кривые распределения площади ледников по логарифмам размеров приблизительно представляют форму единичных гидрографов стока с ледниковых систем в речные русла.

Кривые распределения числа и площади ледников по размерам для ледниковых систем СССР представлены на рис. 17. По распределению числа ледников различий между системами почти не обнаруживается, так же как и по распределению размеров средних ледников. Пик кривых смещен на минимальные значения. Меняется лишь протяженность правой ветви кривой. Это дало возможность группе авторов из САНИИ [118] объединить кривые для различных районов. Для этой единой кривой путем логарифмической линеаризации они получили выражение [1]

$$P = \frac{1}{10^{0{,}65 \ln F + 0{,}77}}, \qquad (6.6)$$

где P — доля ледников, имеющих площадь F, от общего их числа. Все кривые одномодальны. Как мы указывали выше, выражение (6.6) может быть уточнено более оптимальным методом подбора коэффициентов.

Гораздо заметнее различия в кривых распределения по размерам площадей ледников. О. Н. Виноградов и Г. И. Коновалова выделили три типа таких распределений: среднегорные ледниковые системы (наши субарктическая и умеренная зоны) с преобладанием площади малых ледников (до 1 км^2), высокогорные — с преобладанием площади средних ледников (1—10 км^2), покровные — с преобладанием площади крупных ледников (более 10 км^2).

Оледенение конических вершин (Юго-Восточная Камчатка) занимает промежуточное положение с почти равным вкладом в площадь оледенения средних и крупных ледников. Тем самым всем типам, кроме промежуточного, приписывается одномодальное рас-

[1] Дается нами в преобразованном виде.

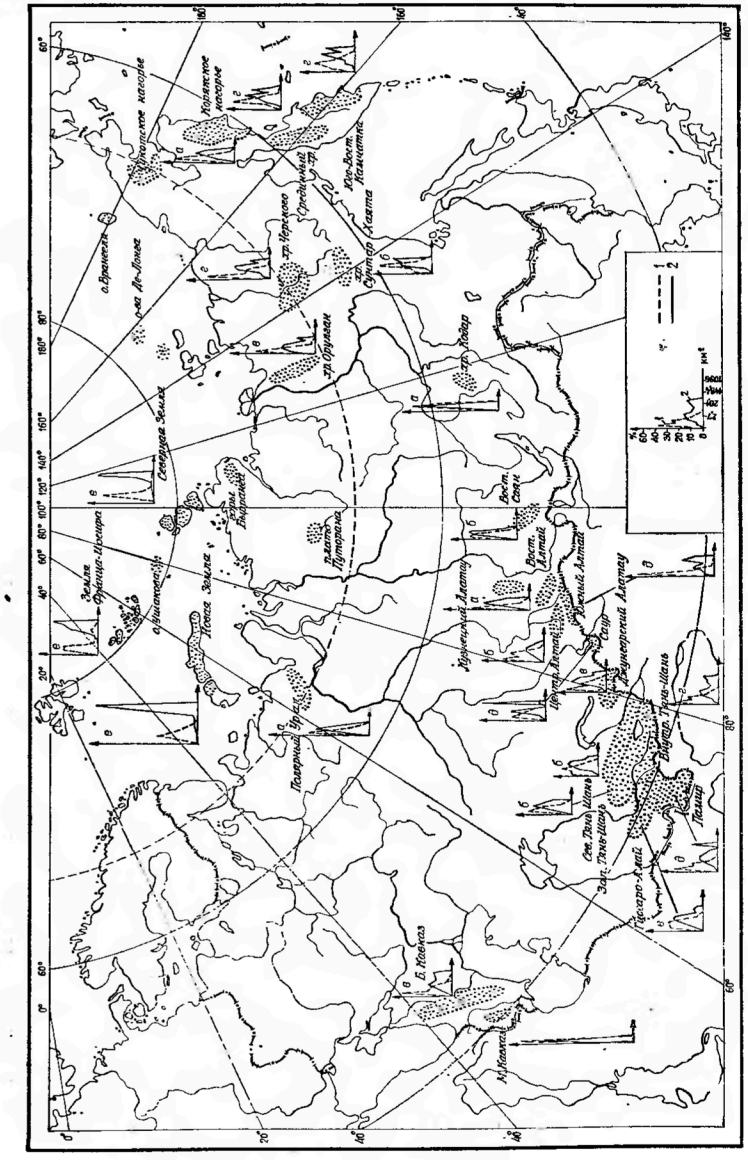


Рис. 17. Распределение по размерам числа (*1*) и площади (*2*) ледников в ледниковых системах. Типы распределения ледников в ледниковых системах по площадям.
а — симметричные одномодальные малые ледники, *б* — симметричные одномодальные малые и средние ледники, *в* — одномодальные со смещением пика влево, *г* — двухмодальные с левым главным пиком, *д* — двухмодальные с правым пиком, *е* — одномодальные со смещением пика вправо.

пределение. Различие между типами заключается в положении моды в области малых, средних или крупных ледников, т. е. в левой, средней или правой частях кривой.

Анализ кривых на рис. 17, подтверждая существование указанных типов, вскрывает более сложную картину. Выделяются следующие типы распределения.

1. Одномодальные симметричные, с пиком в области малых ледников, не заходящие (*а*) или заходящие (*б*) правой ветвью в область средних ледников: Полярный Урал, Кодар, Корякское нагорье, Малый Кавказ, Восточный Алтай, Западный Тянь-Шань, Восточный Саян. По-видимому, к той же группе можно отнести симметричные кривые, максимум которых сдвинут в область средних ледников: Сунтар-Хаята, Северный Тянь-Шань, Центральный Алтай. На логарифмической шкале в распределениях типа 1 мода близка к медиане, а средний ледник отличается от медианного в *е* раз.

2. Одномодальные с пиком в области малых или средних ледников, как и в первой группе, но с плечом в области относительно бóльших ледников. В результате кривые лишены симметричности. Медиана даже на логарифмической шкале смещена вправо относительно моды, разница медианного и среднего ледников превышает *е* раз. Относительно большие и средние ледники занимают одинаковые площади: Большой Кавказ, Гиссаро-Алай, Джунгарский Алатау.

3. Двухмодальные кривые с главным максимумом в области небольших ледников, но также и с заметным вторичным максимумом в области крупных ледников. Средние занимают малую площадь: Юго-Восточная Камчатка, Срединный хребет, Внутренний Тянь-Шань, хребет Черского.

4. Двухмодальные кривые с главным максимумом в интервале крупных ледников: Южный Алтай, Саур, Памир. Второй максимум является результатом слияния средних и крупных ледников в ледниковые комплексы, что приводит к уменьшению доли средних ледников. Это слияние часто не учитывалось О. Н. Виноградовым и Г. И. Коноваловой, так как в Каталоге слившиеся ледники выделяются отдельно. Поэтому в их классификации отсутствуют двухмодальные распределения.

5. Одномодальные кривые с максимумом в области крупных или самых крупных ледников: ледниковые системы покровного типа — Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля.

Напомним, что перечисленные типы кривых обусловливают одновременно различия в типах гидрографа стока с ледниковых систем.

Размеры ледников и их масса, а также различия в воздействии на климат и сток ледников одинаковых размеров связаны с принадлежностью ледника к тому или иному морфологическому типу. В Каталоге ледников выделено 27 типов [222]. Однако здесь, как и в некоторых прежних работах [40, 97, 299], эти типы объединены в ограниченное число групп: 1) покровные ледники; 2) сетчатое оледенение; 3) ледники конических вершин; 4) дендритовые и сложно-долинные ледники; 5) простые долинные ледники; 6) каровые ледники; 7) ледники склонов; 8) ледники подножий; 9) шельфовые ледники. Переходные типы (карово-долинные и т. д.) распределялись пополам между группами. Как правило, в пределах одной ледниковой системы различаются 3—5 групп. Распределение площади ледников по типам представлено на рис. 18.

Нами [299] предложена, а О. Н. Виноградовым [40, 42] развита классификация ледниковых систем по преобладающим типам ледников. На основании этой классификации Виноградов определял тип оледенения для отдельных участков систем. Мы ограничимся оценкой типа ледниковых систем в целом, используя затем эту типизацию для расчета их объема и оценки коэффициента концентрации снега в системе, чтобы судить об осадках и суммарном стоке по данным об аккумуляции снега.

Для простоты мы сохраняем нашу первоначальную классификацию, выделяя следующие типы систем по первым двум (по площади) группам типов ледников: 1) карово-висячие — Полярный Урал (типовая), Восточный Алтай, Путорана, Чукотка, Кузнецкий Алатау; 2) карово-долинные — Западный Тянь-Шань (типовая), Корякское нагорье, Орулган, Кодар, Восточный Саян; 3) долинно-каровый — Большой Кавказ (типовая), Джунгарский Алатау, Южный и Центральный Алтай, Срединный хребет, Сунтар-Хаята, Саур, Северный Тянь-Шань, Гиссаро-Алай, хребет Черского; 4) дендритово-долинный — Памир (типовая), Внутренний Тянь-Шань; 5) вулканическо-долинный — Юго-Восточная Камчатка; 6) покровно-сетчатый — Земля Франца-Иосифа (типовая), Новая Земля; 7) покровный — Северная Земля (типовая), о. Ушакова, о-ва Де-Лонга. Как видно, морфологические типы ледниковых систем близки к их «размерным» типам и типам компактности, по В. Г. Ходакову [255].

Независимой характеристикой структуры ледниковых систем является распределение составляющих их ледников по экспозиции. Оценивая это распределение, мы учитывали единицы Каталога и потому могли без изменений использовать цифры О. Н. Виноградова и Г. И. Коноваловой и данные таблиц каталогов. Единственное внесенное нами изменение — это исключение из расчетов ледников, расположенных на пограничных хребтах, из-за отсутствия в расчетах ледников тех же хребтов, расположенных на «зарубежных» склонах. Розы распределения числа и площади ледников по экспозициям приведены на рис. 19.

Ведущая особенность распределения площадей ледников по экспозициям заключается в преобладании оледенения северного и северо-восточного склонов даже тогда, когда на южном макросклоне граница питания за счет обилия снега опускается ниже, чем на северном (Большой Кавказ, Гиссаро-Алай). Эта закономерность еще более выражена в распределении числа ледников, так как на северном склоне ледники, вообще говоря, мельче, поскольку «легче выживают» [41].

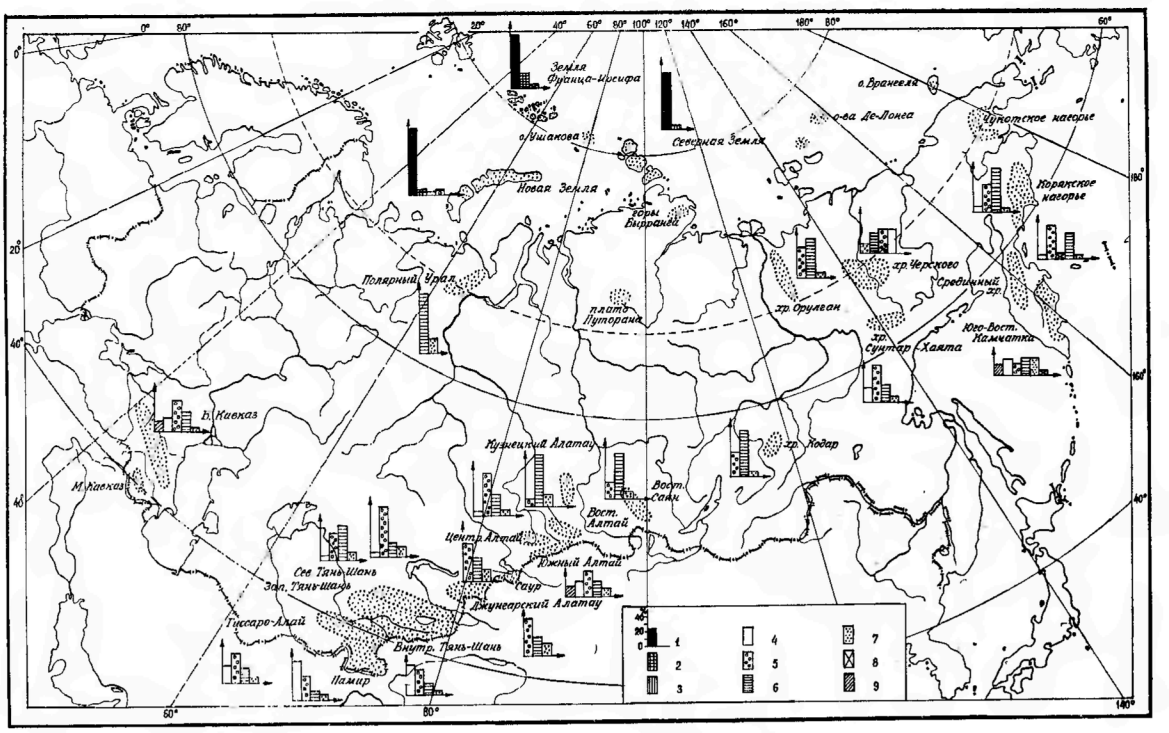


Рис. 18. Распределение площадей ледников по морфологическим типам.

Оледенение: *1* — покровное, *2* — сетчатое; ледники: *3* — шельфовые, *4* — деидритовые и сложно-долинные, *5* — долинные, *6* — каровые, *7* — склонов; *8* — подножий, *9* — конических вершин.

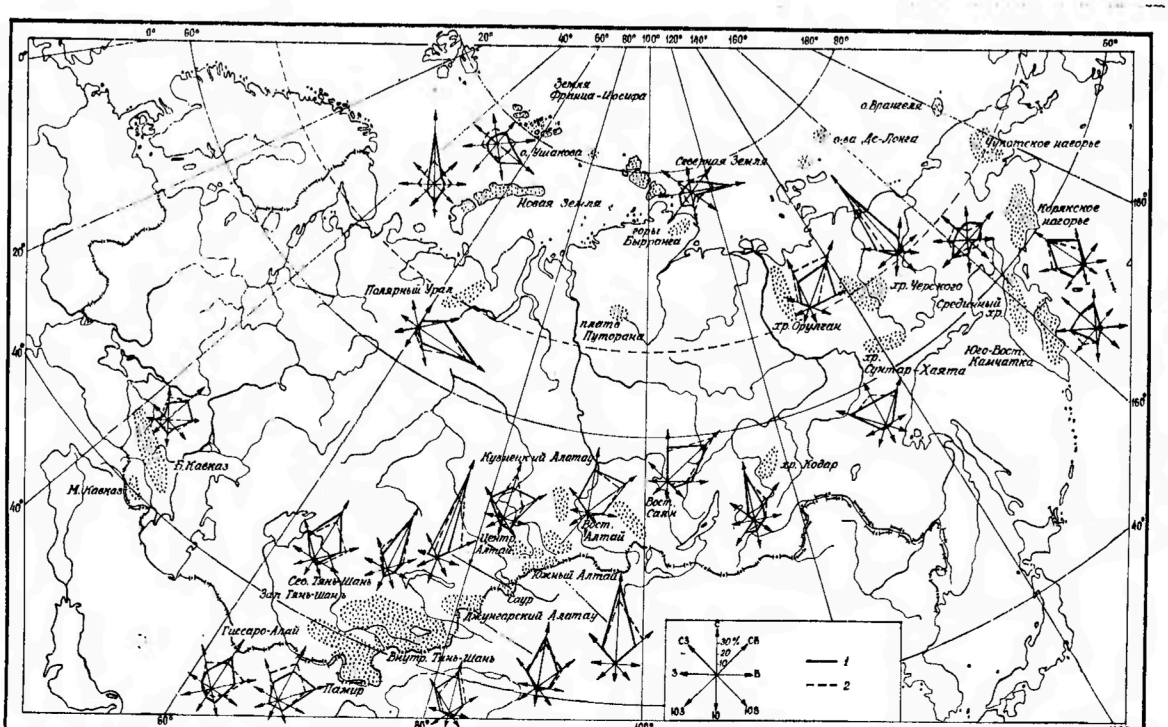


Рис. 19. Распределение по экспозициям ледников в ледниковых системах.

1 — площадь ледников, *2* — количество ледников.

На этом фоне выделяется повышенная интенсивность оледенения на подветренных склонах каровых и отчасти долинных ледниковых систем и на наветренных склонах покровных и покровно-сетчатых систем. В системах дендритового типа концентрация льда в подветренных малых ледниках и в наветренных частях крупных ледниковых комплексов взаимно компенсируется, и розы оледенения оказываются симметричными относительно оси север—юг.

В остальных случаях по розам оледенения удается определить направление переноса влаги, а точнее — розу осадков, т. е. направление ветров, при которых они выпадают. Восточная экспозиция ледниковых систем Полярного Урала, Орулгана, Кодара свидетельствует об их питании при западных ветрах. Розы оледенения хребтов Черского и Сунтар-Хаята свидетельствуют о южных ветрах с Охотского моря при выпадении осадков.

Оледенение Срединного хребта на Камчатке симметрично делится между восточными и западными экспозициями, что свидетельствует о равном участии в его питании влаги с Охотского и Берингова морей [299], хотя на Юго-Восточной Камчатке явно преобладает питание с востока. Малое число ледников северной и южной экспозиции на Срединном хребте определяется орографией, так же как и преобладание ледников северо-западной и юго-восточной экспозиций на Новой Земле.

На рис. 20 сопоставлено распределение ледников по экспозициям с распределением ветров и осадков на Земле Франца-Иосифа. Выводные ледники направлены навстречу влагонесущим ветрам, а малые присклоновые ледники встречаются лишь с подветренной стороны. Оледенение в целом смещено относительно подстилающей его суши на юго-восток (на Новой Земле, наоборот, на северо-запад).

Обе розы распределения ледников дают гораздо более верное представление о распределении ветров и переноса влаги, чем наблюдения прибрежных полярных станций, где поле ветра искажено рельефом. Только выполненные нами в течение двухлетней зимовки наблюдения на открытой вершине ледникового купола Чюрлёниса [192] дали репрезентативные результаты, оказавшиеся, как видно на рис. 20, подобными распределению ледников. На Земле Франца-Иосифа преобладает юго-восточный перенос влаги в северных секторах циклонов, движущихся с запада южнее архипелага.

Большинство долинных ледниковых систем южного горного обрамления и юга умеренной зоны (Гиссаро-Алай, Джунгарский Алатау, Саур, Алтай, Саяны) имеют розы оледенения с максимумами на северо-востоке, отражая питание при юго-западных ветрах. В горных системах Джунгарского Алатау, Тянь-Шаня, Гиссаро-Алая особенно важно преобладание северных ледников в связи с большой ролью их затененности в условиях высокого стояния Солнца. На Памире оледенение развито настолько сильно, что ледники существуют и на южных склонах за счет рельефа, иногда «вопреки» климату.

Наконец, представляет интерес эволюция структуры ледниковых систем. В качестве меры развития систем принята суммарная площадь оледенения в них. В качестве меры разнообразия структуры избрана энтропия ледниковых систем H_i, вычисленная из их

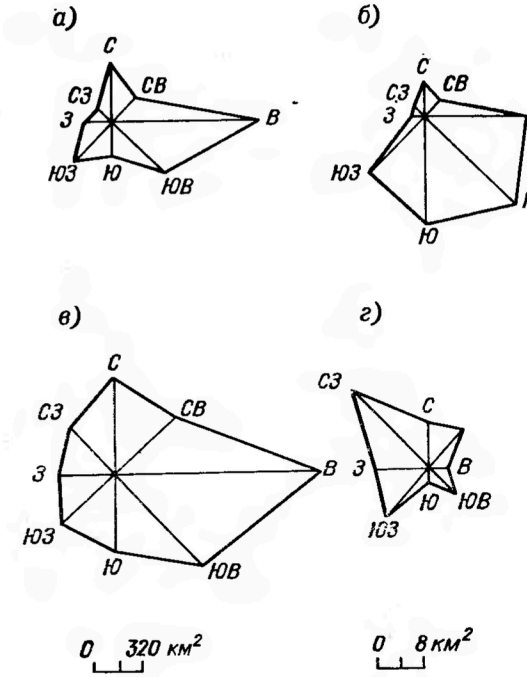


Рис. 20. Связь с климатическими условиями распределения ледников Земли Франца-Иосифа по экспозициям.

а — направление ветра, *б* — колнчество осадков при различных направлениях ветра, *в* — площадь выводных ледников, *г* — площадь присклоновых леднпков.

распределения по размерам, морфологическим типам и экспозиции:

$$H_i = -\sum_{j=1}^{n_i} P_i \log_2 P_j, \qquad (6.7)$$

где i — тип распределения; P_j — доля числа или площади ледников, приходящихся на j-ю группу в i-м распределении; n_i — число групп в i-м распределении.

Мы исследовали шесть распределений числа и площади ледников по указанным выше градациям их размеров (от e^{j-1} до e^j км^2), восьми (также перечисленным выше) группам их размеров и восьми румбам по экспозициям. Увеличение абсолютного значения энтропии соответствует увеличению разнообразия системы.

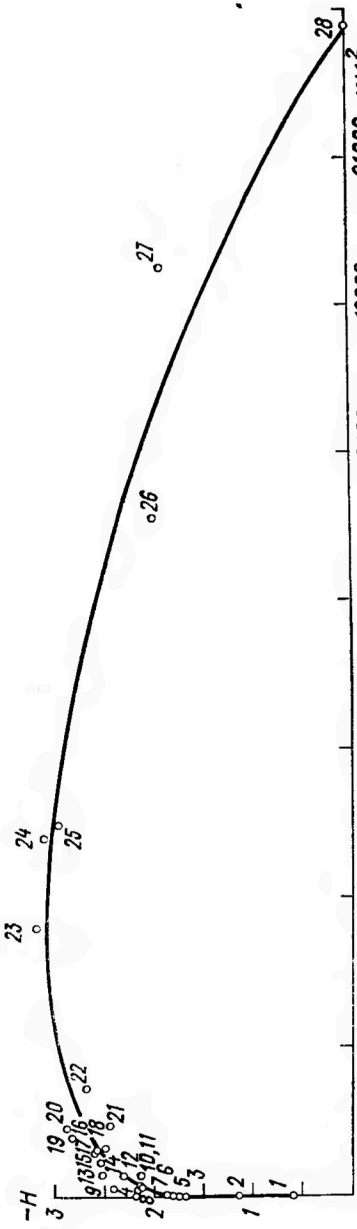


Рис. 21. Зависимость энтропии —H распределения площадей ледников в ледниковых системах от суммарной площади оледенения в системе.

1 — Малый Кавказ; *2* — Кодар; *3* — Саур; *4* — Орулган; *5* — Полярный Урал; *6* — Саяны; *7* — Восточный Алтай; *8* — Южный Алтай; *9* — хребет Черского; *10* — Сунтар-Хаята; *11* — Корякское нагорье; *12* — Западный Тянь-Шань, *13* — Юго-Восточная Камчатка; *14* — Срединный хребет; *15* — Центральный Алтай; *16* — Камчатка в целом; *17* — Алтай в целом; *18* — Джунгария; *19* — Камчатско-Корякская система в целом; *20* — Большой Кавказ; *21* — Северный Тянь-Шань; *22* — Гиссаро-Алай; *23* — Внутренний Тянь-Шань; *24* — Тянь-Шань в целом; *25* — Памир; *26* — Земля Франца-Иосифа; *27* — Северная Земля; *28* — Новая Земля.

Для 8 градаций по морфологии и экспозиции это максимальное значение энтропии при двоичном основании логарифма равно 3 битам. По размерам принято 13 градаций, в которые укладывались все помещенные в каталогах ледники СССР. Максимальное абсолютное значение энтропии для них равно $\log_2 13 = 3{,}7$. Минимальное значение во всех случаях равно 0. Естественно, что сопоставление имеет смысл при равенстве выбранных для различных систем градаций, что в нашем случае выполнено.

Наиболее закономерно изменяется энтропия распределения площадей ледников по размерам (рис. 21). Она растет от 0,62 для Малого Кавказа до 2,3 для систем размером около 200 км². С дальнейшим ростом размеров систем темп увеличения энтропии уменьшается: системы размером около 4000 км² имеют максимальное размерное разнообразие (около 3,2 при максимально возможных 3,7).

Затем энтропия начинает медленно убывать, составляя около 2,9 для Памира, 2,0 для Земли Франца-Иосифа, 1,9 для Северной Земли и 1,0 для Новой Земли. Очевидно, уменьшение разнообразия связано со слиянием отдельных ледников в комплексы и покровы с дальнейшей концентрацией всего оледенения только в крупных комплексах. По-видимому, переход к уменьшению энтропии можно считать критерием для перехода от горного оледенения к переходному, а затем и к покровному. Начало такого перехода обнаруживается для ледниковых систем Тянь-Шаня в целом и Памира. Покровные ледниковые системы имеют столь же малое разнообразие, как и ледниковые системы площадью несколько десятков квадратных километров.

В распределении площади ледников по морфологическим типам намечаются те же закономерности, что и в распределении по размерам. Перегиб наступает несколько позже, при площади системы около 7500 км², поскольку после слияния начинают доминировать покровные ледники. Восстановив размеры ледниковой системы в прошлом (что, в частности, возможно по депрессии границы питания) можно судить и о характере кривой распределения слагающих ее ледников по размерам.

6.3. Поля высоты границы питания

Поле высоты границы питания неоднократно строилось для отдельных ледниковых систем Кавказа, Средней Азии и Саян [83, 108, 109, 218, 219] и даже для СССР в целом [81, 288]. Однако завершение каталогизации ледников и унификации методики выделения фонового поля позволяет выполнить эту работу заново с получением более достоверных и детальных результатов.

В соответствии с изложенной в главе 5 методикой, по данным Каталога ледников (для Корякского нагорья — по рукописным материалам Н. М. Сваткова, для Чукотки — по литературным данным, собранным Г. К. Тушинским [251]) построено поле высоты границы питания для всех ледниковых систем СССР. Эта работа

для Кавказа выполнена О. Н. Виноградовым, Г. И. Коноваловой и Т. В. Псаревой [42], для Гиссаро-Алая О. В. Рототаевой [221]. Для Северной Земли и гор Бырранга мы воспользовались картой изолиний, построенной Л. С. Говорухой [69] по данным его полевых наблюдений. Для остальных ледниковых систем поле высоты границы питания построено нами, в том числе для Камчатки, хребтов Орулган, Черского, Сунтар-Хаяты, Кодар — совместно с Л. П. Черновой [149], для Памира — с О. В. Рототаевой [145], для Тянь-Шаня — с Т. В. Псаревой.

В ходе этой работы удалось установить или оценить высоту границы питания для 19 910 ледников из 23 700. Они были объединены в 2468 групп. Высоты в точках — центрах тяжести этих групп — использованы для построения полей. Для некоторых полярных районов объединение ледников в группы оказалось невозможным ввиду их больших размеров или больших расстояний между ними. Однако как раз здесь локальные вариации наименьшие, что подтверждается возможностью проведения изолиний через 100 м, а для Земли Франца-Иосифа даже через 50 м.

В субарктических и умеренных зонах с меньшей высотой Солнца и относительно мягким рельефом для исключения локальных вариаций были достаточны группы из 4—6 ледников, в горах южного обрамления в связи с большими различиями условий на склонах разных экспозиций и крутизны группы должны включать около 10 ледников.

Это условие соблюдено нами для Средней Азии. Для Кавказа локальные вариации остались, по-видимому, частично неотфильтрованными, с чем и связана сложность конфигурации изолиний. Точки, характеризующие группы, образовали в ледниковых районах довольно густую сеть. Одна точка на Памире приходится на 125 км², в Гиссаро-Алае и на Тянь-Шане — на 500 км², на Кавказе — на 410 км², на арктических архипелагах — на 600 км². Таким образом, их плотность превышает плотность осадкомерной сети в соответствующих районах [278], равную на Памире и Гиссаро-Алае (Таджикская ССР) 1 пункту на 760 км², на Тянь-Шане (Киргизская ССР) 1 пункту на 860 км², на Кавказе (Ставропольский край, Кабардино-Балкарская, Чечено-Ингушская, Северо-Осетинская АССР, Грузинская и Азербайджанская ССР) 1 пункту на 470 км², на арктических островах 1 пункту примерно на 3000 км². При этом высоты границы питания известны для высокогорной зоны, где осадкомерная сеть практически отсутствует.

В обобщенном виде карта высоты границы питания всей территории СССР представлена на рис. 22. Это поле является нижней поверхностью хионосферы, в понимании М. В. Тронова [249]. Самая общая закономерность заключается в увеличении высоты границы питания от 200 м на крайнем севере до 5000 м на крайнем юге нашей страны. Экстремальные точки: около 150 м на отдельных островах Земли Франца-Иосифа и о. Ушакова и 5400 м на южных склонах Заалайского хребта. Глобальный широтный градиент между периферией арктических и среднеазиатских

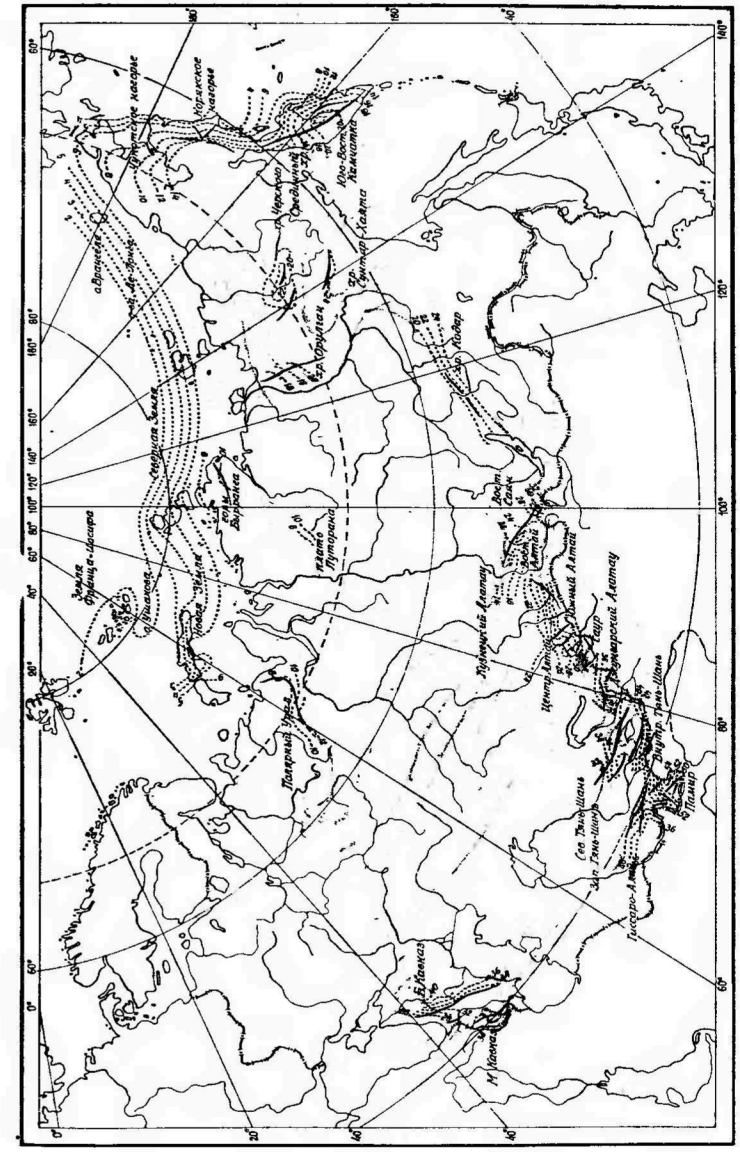


Рис. 22. Поля высоты (сотни метров) границы питания.

ледниковых систем равен 3,5 км на 4300 км, или 0,8 м/км, а осредненный наклон нижней поверхности хионосферы не превышает $^1/_{1200}$.

В Арктике, где благодаря низкому положению границы питания и малым абсолютным высотам рельефа (ниже 1000 м) оледенение определяется климатическими условиями, его характеристики образуют такие же непрерывные поля на громадных просторах, как и характеристики климата. Изолинии равной высоты границы питания (изохионы) замкнуты концентрически вокруг Полюса недоступности, где о близости границы питания к поверхности моря можно судить по сохранению снежного покрова на морском льду в среднем около 340 дней в году. Градиент здесь близок к 1 м/км.

Ложбины в поле высоты границы питания направлены навстречу ложбинам в поле давления, причем ось их близка к климатологическим фронтам. По-видимому, морфология ледниковых систем (экспозиция ледников, а также смещение систем в целом относительно подстилающей суши) может позволить уточнить положение климатологических фронтов и поле повторяемости циклонов там, где сеть станций в океане очень редка и непостоянна [142].

Действительно, судя по полю высот границы питания и морфологии ледниковых систем, положение зимнего арктического фронта, по В. Ю. Визе [35], между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей соответствует полосе наибольшей повторяемости траекторий центров циклонов и полю осадков. С. П. Хромов впоследствии [266] сместил этот фронт на юг так, что почти весь Северный остров Новой Земли оказался к северу от него. По-видимому, линия фронта в этом случае соответствует разделу невозмущенных воздушных масс у поверхности Земли, но, судя по гляциологической информации, в меньшей степени, чем линия фронта по Визе, совпадает с линией максимума в поле осадков и линией раздела между осадками, выпадающими при ветрах различных направлений.

На барических картах, составленных З. М. Прик [210], нет ложбины между Шпицбергеном и Землей Франца-Иосифа. Ложбина же в поле высот границы питания ледников позволяет предполагать там изгиб изобар.

Мезомасштабной особенностью поля изохион в Арктике является увеличение их высоты в средней части архипелага Земли Франца-Иосифа и с подветренной стороны Северной Земли и особенно Новой Земли. В районе Новой Земли локальный гребень изохион располагается непосредственно за сплошным ледниковым покровом на расстоянии, хорошо согласующемся с расчетной величиной дифракции волн (2.1). По обеим сторонам покрова располагаются направленные в обход его мезомасштабные ложбины. На наветренной стороне новоземельского ледникового покрова изохионы сгущаются, градиент достигает 5 м/км (300 м на 60 км, наклон поверхности хионосферы $^1/_{200}$). Это сгущение изохион соответствует сгущению изобар на климатологических картах давления воздуха.

Для субарктической и умеренной зон характерно отсутствие единого поля высот границы питания. Изохионы в ледниковых системах Полярного Урала, Орулгана, Кодара, Алтая, Саян в общем вытянуты под углом 45° к широте так, что в каждой из систем уровень хионосферы растет с северо-запада на юго-восток. В субарктической зоне от Урала до Верхоянского хребта высота границы питания возрастает на 1000 м.

В умеренной зоне минимальные значения высоты границы питания растут с запада на восток, от 1200 м в Кузнецком Алатау до 2000 м в Кодаре. Максимальные значения оказываются наибольшими на Алтае (до 3300 м) из-за массивности Алтайской горной системы. Вообще, если в малых ледниковых системах перепад высот границы питания составляет 300—500 м, то в пределах Алтая он достигает 1100—1300 м.

В Забайкалье поле высот границы питания мы расширили за пределы известной ледниковой системы Кодара, от Байкальского хребта до Алданского нагорья, исходя из допущения подобия этого поля полю высоты границы питания, построенному В. Н. Орлянкиным для последнего четвертичного максимума оледенения (около 18 000 лет назад). Реконструированное таким образом поле позволяет допустить наличие небольших ледников в хребтах к северу от Байкала и в Баргузинском хребте, где наивысшие отметки вершин на 400—600 м превышают уровень фоновой поверхности высоты границы питания (хионосферы). Заметим, что известны сообщения туристов о предположительных ледниках в этих районах.

Направление градиента поля высоты границы питания меняется вблизи Тихого океана. Высота границы питания снижается к морю. Вынос влаги, а летом и холода со стороны моря полностью перекрывает широтный эффект, столь заметный в удаленных от океана системах атлантического питания. Приморские ледниковые системы могут быть объединены единым полем равных высот границы питания. Интерполяция изохион между современными системами на Дальнем Востоке также выполнена с учетом допущения подобия их конфигурации изохион последнего четвертичного оледенения, построенных В. Н. Орлянкиным.

К числу мезомасштабных особенностей поля высоты границы питания для субарктической и умеренной зон можно отнести наличие ложбин его фоновой поверхности на Полярном Урале — в районе оз. Щучье, на Алтае — вдоль долин верховьев Катуни и между Шапшальским и Чулышманским хребтами (рис. 23), на Восточном Саяне — вдоль долин Казыра и Хамсары, на Корякском нагорье — вдоль долины Ильпивеем и ее левого притока в глубь материка от бухты Анастасии.

Резко поднимаются высоты границы питания на вулканах Камчатки, где снег сдувается с ледников. По-видимому, степень осреднения и сглаживания высот границы питания здесь недостаточна

для построения непрерывного поля, объединяющего ледники на вулканах и долинные горные ледники. С этим связаны замкнутые «холмы» и «котловины» в построенном нами поле. Возможно, на месте их «крутых склонов» следовало бы поместить разрывы.

В зоне южного горного обрамления в целом высота границы питания увеличивается с запада на восток. Широтная составляющая градиента равна 0,3 м/км, как и в субарктической зоне. Различия внутри ледниковых систем Кавказа и Средней Азии превышают различия между ними более чем вдвое. Перепад высот границы питания превышает 1600 м на Кавказе и 2200 м в Средней

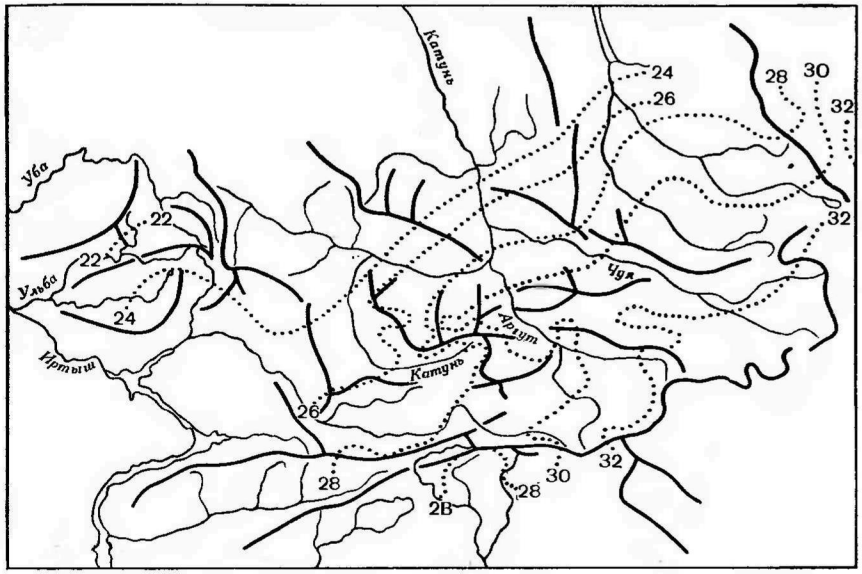


Рис. 23. Поле высоты (сотни метров) границы питания ледниковой системы Алтая.

Азии, в том числе 2000 м в пределах Тянь-Шаня, 1000 м в Гиссаро-Алае и 1800 м на Памире. Между отдельными ледниками различия, разумеется, еще больше.

Генеральное направление изохион в ледниковых системах Средней Азии совпадает с их направлением в умеренной и субарктической зонах атлантического питания, отражая подъем хионосферы с северо-запада на юго-восток и приблизительно равный вклад факторов абляции и аккумуляции в климатические условия существования ледников.

Осредненный градиент в пределах Средней Азии равен 4 м/км. Подъем хионосферы на юго-восток продолжается до максимума на линии массив Курумды — средняя часть хребта Музкол — средняя часть Южно-Аличурского хребта — южный склон Шахдаринского хребта (рис. 24). Далее на юго-восток высота границы питания слегка уменьшается. В южных хребтах Джунгарского

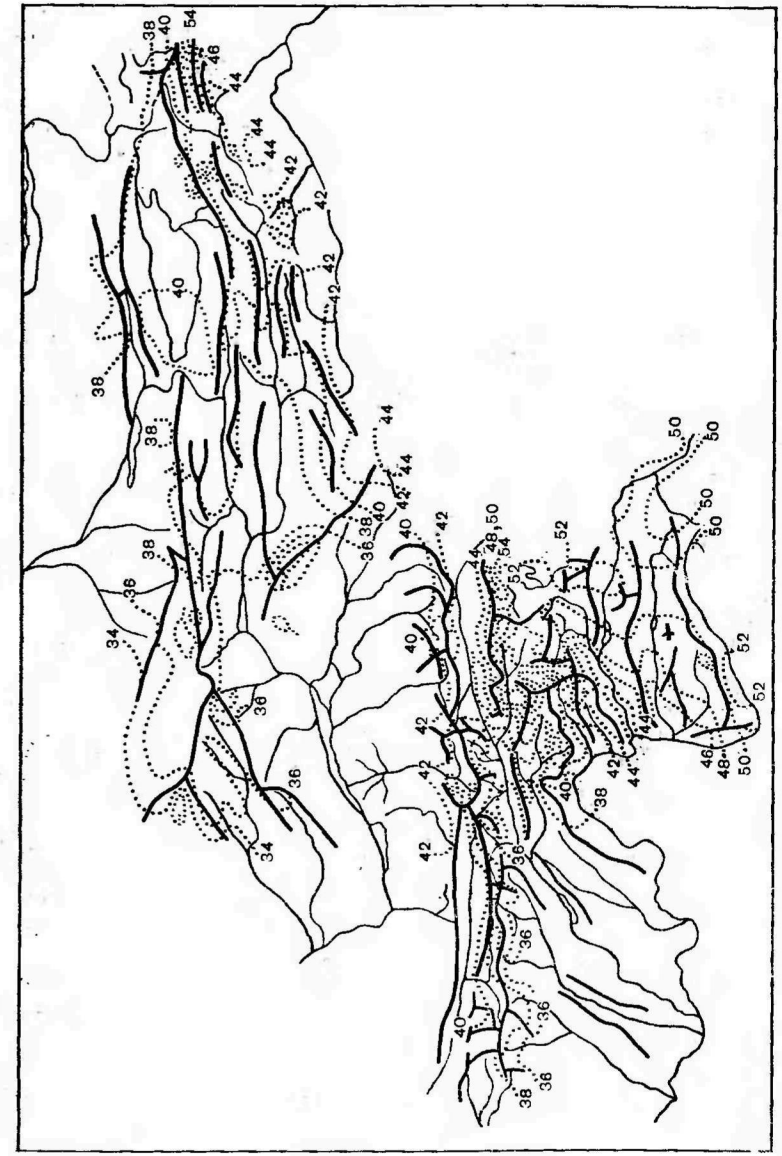


Рис. 24. Поля высоты (сотни метров) границы питания ледниковых систем Средней Азии.

Алатау роль аккумуляции повышается и направление градиента сменяется с северо-западного (на северных хребтах) на западное, если не на юго-западное.

Те же закономерности, что и на Джунгарском Алатау, еще в большей степени выражены на Большом Кавказе. В противоположность другим ледниковым системам хионосфера поднимается здесь с юго-запада на северо-восток благодаря влагозадерживающей роли системы хребтов Большого Кавказа. Лишь там, где хребет снижается, соотношение высот границы питания на его макросклонах меняется на обратное, и минимальные высоты приходятся все же на северо-западную часть Кавказа. Градиент между северными склонами Эльбруса и Сванетским хребтом достигает 1000 м на 80 км, т. е. 12 м/км, как на восточном побережье Камчатки.

Особенно разительна инверсия в западной части Гиссаро-Алая. Здесь самая низкая изолиния (3600 м) проходит не на северо-западе и даже не на западе, а на южных отрогах Гиссарского хребта. Хионосфера закономерно повышается с юга на север от 3600 до 4200 м.

Переходя к мезомасштабным особенностям (см. рис. 13 для Кавказа, рис. 24 для Средней Азии), следует отметить сгущения изохион, связанные с орографическими препятствиями и служащие индикаторами климатических границ. Такие сгущения наблюдаются в зоне Главного хребта на Кавказе, на передовых Угамском и Ферганском хребтах и внутренних, но высоких хребтах Терскей-Алатау и Тенгри-Таг на Тянь-Шане. На Памире отмечается две области сгущения изохион: между собственно Памиром и Дарвазом на линии Мазарского хребта и между Западным и Восточным Памиром вдоль Кызкурганского и Шугнанского хребтов [145]. Выявляемая последним сгущением климатическая граница проходит намного западнее геоморфологической границы, которую Л. Ф. Сидоров [229] принимает за основной природный раздел Памира и даже всей Азии. Это смещение связано с тем, что геоморфологическая граница отражает не только гидрометеорологические, но и независимые от них тектонические факторы. С тем же сгущением изохион хорошо согласуется природное районирование О. Е. Агаханянца [8], оставляющего Ишкашимский и Шахдаринский хребты в сухой зоне на основании проникновения сюда элементов восточно-памирской флоры.

Наконец наибольшее сгущение изохион приходится на обрамляющий Памир с севера Заалайский хребет. Перепад высоты границы питания на противоположных его склонах достигает 1000 м (от 4400 до 5400 м) на протяжении всего лишь 30—40 км. Средний градиент достигает рекордного значения — 30 м/км. Возможно, здесь имеется разрыв в поле изохион, составляющий около 500—600 м. В Гиссаро-Алае подобные разрывы и даже сгущения отсутствуют.

На указанный общий фон наклона хионосферы к северо-западу в Средней Азии накладывается серия ложбин, направленных в глубь гор с запада и юго-запада. Крупнейшие из них — Ферганская с продолжающей ее за Ферганским хребтом менее глубокой Нарынской и Кафирниган-Вахшская ложбины. Третья крупная ложбина, Пяндж-Ванчская, хуже выражена на наших картах, не включающих территорию Афганистана. На юге Джунгарского Алатау выделяется направленная с юга на север ложбина вдоль долины Усека.

Снижение высоты границы питания к осям долин отмечается лишь в долинах, открытых потокам влаги. В иначе ориентированных долинах такое снижение не наблюдается, что позволяет интерпретировать это снижение как отражающее климатические ус-

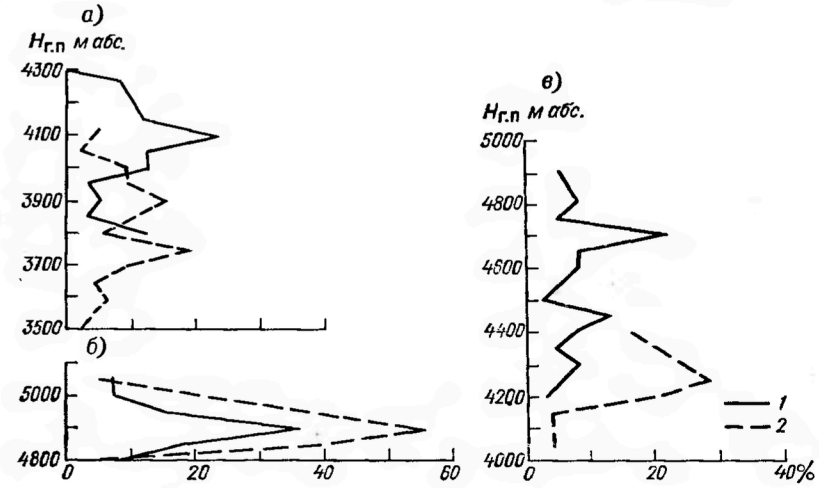


Рис. 25. Распределение (%) ледников в «однородных» районах на высоких хребтах (*1*) и низких отрогах (*2*) по высоте границы питания $H_{г.п.}$ (Составлено совместно с О. В. Рототаевой.)

а — бассейн р. Сурхоб (южный склон Зеравшанского хребта и Каратегинский хребет), *б* — бассейн р. Гунт (Шугнанский хребет), *в* — бассейн верховьев р. Обихингоу.

ловия поступления и выпадения осадков, вопреки мнению Г. Е. Глазырина [63], объясняющего снижение высоты границы питания в сторону долин отсутствием субстрата для высокорасположенных ледников на отрогах, обращенных к оси этих долин. Указанный Глазыриным эффект должен иметь место, но, судя по сказанному и форме кривых распределения высот границы питания по высоте, для ряда однородных районов играет подчиненную роль. На таких кривых (рис. 25) редко обнаруживается максимум в верхней части. Количество ледников с соответствующей высотой границы питания убывает от групповых максимумов как вверх, так и вниз.

Сложный рисунок изохион в Гиссаро-Алае коренным образом отличается от рисунка на картах Р. Д. Забирова [109], представлявшего и здесь равномерный подъем хионосферы с запада на восток. Для большей же части Памира и Тянь-Шаня

построенное нами поле сохраняет основные черты, выявленные Забировым, отличаясь только большей детальностью. Характерны, в частности, отсутствующие на карте Забирова максимум на крайнем западе Иссык-Куля и упомянутые выше сгущения («скачки») изохион не только на Памире, но и на Тянь-Шане.

6.4. Соотношение орографического и климатического факторов оледенения

Сопоставление поля осредненных высот границы питания с полями интенсивности оледенения и высот рельефа позволяет разделить влияние климатического и орографического факторов оледенения. Частные примеры таких сопоставлений для хребта Черского и Памира мы уже приводили в главе 4. Не давая здесь количественных оценок, которые могут составить предмет отдельного исследования, покажем качественно возможные случаи благоприятного и неблагоприятного, совместного и противоположного, равнозначного и неравнозначного действия орографического и климатического факторов на пространственное развитие оледенения.

В Арктике, как указывалось, доминирует климатический фактор. Именно благоприятными климатическими условиями можно объяснить бóльшую интенсивность оледенения Земли Франца-Иосифа, чем Новой Земли и тем более Северной Земли. То же относится и к о-вам Де-Лонга по сравнению с о. Врангеля и тем более Новосибирскими островами. Интенсивное оледенение Западной Арктики по сравнению с Восточной обусловлено климатическими факторами, о чем можно судить по более низкой там высоте границы питания и относительно высоким, практически безледным горам о. Врангеля. Климатическими же условиями вызвано относительно большее оледенение Арктики, чем Субарктики.

В Субарктике оледенение Корякского нагорья вследствие благоприятного климата (низкое положение границы питания) более значительно развито, чем оледенение хребта Черского, несмотря на меньшие высоты (гора Ледяная в Корякском нагорье, 2560 м, и вершина Победа в хребте Черского, 3150 м). Наоборот, оледенение Орулгана благодаря меньшим высотам (не более 2390 м) менее компактно, чем в хребте Черского. На Камчатке сочетаются благоприятные для оледенения климатические условия (низкая граница питания в ряде районов) с благоприятными орографическими условиями — наличием субстрата для оледенения (ряд вершин с отметками более 3000 м, Ключевская сопка — до 4750 м).

В умеренной зоне превалирует орографический фактор. Климатические условия благоприятны лишь в карах Кузнецкого Алатау отчасти Кодара. Оледенение же Алтая, самое мощное в этой зоне, и Восточного Саяна обязано прежде всего значительным высотам рельефа. Высота границы питания всюду, кроме Западного Алтая, мало отличается от этой высоты в расположенных южнее периферийных хребтах Средней Азии и на Кавказе.

Для гор южного обрамления орографический фактор решающий. Именно благодаря высоким (свыше 7000 м) отметкам гор оледенение Центрального Памира и Центрального Тянь-Шаня оказывается более интенсивным, чем оледенение Западного и Северного Тянь-Шаня или Гиссаро-Алая, несмотря на более низкое положение там границы питания. Лишь слабое оледенение Восточного Памира можно объяснить климатическим фактором — высокой границей питания за счет эффекта массивности гор, которая обусловливает разогрев их солнцем и малую доступность для осадков внутренних областей. Оледенение Кавказа в целом находится в благоприятных климатических и орографических условиях, но все же из-за менее высокого рельефа и меньшего развития поверхностей выравнивания степень оледенения равна здесь лишь 1 % по сравнению с 4 % в Средней Азии и 10 % на Памире.

Разным может быть соотношение климатического и орографического факторов и внутри ледниковой системы. Так, влияние климатического фактора в условиях контрастного климата Камчатки сильнее, чем орографического. Поэтому интенсивность оледенения Кроноцкого полуострова больше, чем Срединного хребта. Противоположно соотношение роли факторов оледенения в «малоградиентных» климатических условиях хребта Черского. Крупные ледники сосредоточены в центральной части гор, несмотря на более высокое положение там границы питания.

Промежуточная ситуация на Большом Кавказе. Здесь наиболее благоприятны климатические условия (ниже граница питания) в западной части системы и на всем южном макросклоне вплоть до Рачинского хребта. Однако оледенение здесь меньше, чем на менее благоприятном с климатической точки зрения, но более пологом и обладающим бóльшими площадями рельефа северном склоне. На востоке Кавказа, наоборот, несмотря на большие, чем на западе, высоты, оледенение слабее из-за климатических условий.

Сходно соотношение орографического и климатического факторов на Памире. О преобладающем влиянии рельефа на изменчивость интенсивности оледенения можно судить уже по тому, что высота гребней в пределах Памирской ледниковой системы меняется от 4000 до 7000 м, т. е. на 3000 м, а высота границы питания — только на 1800 м, что эквивалентно по воздействию на оледенение такому же изменению высоты гор. В табл. 14 представлены различные сочетания влияний орографического и климатического факторов.

Мерой интенсивности оледенения могут служить его положительная разность и тип. В первом районе (хр. Академии Наук) разность наибольшая и оледенение наиболее развито. Ему совместно способствуют орографический (максимальная высота хребтов) и климатический (невысокая граница питания) факторы. В четвертом районе (оз. Каракуль), напротив, оба фактора неблагоприятны для оледенения, что и приводит к его слабому развитию и отсутствию компактной ледниковой зоны.

Таблица 14

Орографическая и климатическая базы оледенения Памира

Район	Тип оледенения	Положительная разность оледенения, м	Высота границы питания, м	Высота гребней, м	Знак влияния	
					рельефа	климата
1. Хребет Академии Наук	Дендритовые ледники, переходные к сетчатому	1510	4660	6170	+	+
2. Южный склон Заалайского хребта	Мощные сложнодолинные ледники, слитые в верховьях	1270	5410	6680	+	–
3. Запад бассейна р. Обихингоу	Цепь каровых ледников	200	3820	4020	–	+
4. Бассейн оз. Каракуль	Рассеянные склоновые ледники	270	5060	5330	–	–

Во втором районе рельеф способствует оледенению, климат же неблагоприятен: граница питания очень высока (наивысшая в СССР). Однако достаточно обширные пространства, прилегающие к водоразделу, при большой положительной разности оледенения позволяют на этих высотах накапливаться большой массе снега даже при малой его высоте, поэтому на южном склоне хребта существуют мощные ледники.

В третьем районе (запад бассейна Обихингоу) климат благоприятен для оледенения, но орографическая база мала, и оледенение представлено лишь узкой полосой малых ледников. В обоих случаях противоположного воздействия климата и рельефа орографический фактор оледенения оказывается более значимым.

Выявленные выше соотношения позволяют высказать некоторые соображения об эволюции ледниковых систем в условиях меняющихся рельефа и климата. В основе этих соображений лежит уподобление пространственных различий временны́м (качественный принцип эргодичности), уже сделанное недавно О. П. Чижовым для суждения об эволюции морфологии ледниковых систем (в нашей терминологии) Арктики [274] и Г. Е. Глазыриным для оценки изменения площади оледенения при известной депрессии снеговой линии [65].

Оказалось, что арктические ледниковые системы особенно чувствительны к изменениям климата. Этот эффект усиливается большей амплитудой колебаний климата в Арктике [82]. Для гор же южного обрамления особенно существенные быстрые тектонические поднятия, действительно имевшие там место и способные объяснить смещения максимума оледенения с начала и середины плейстоцена на его конец, как это могло иметь место на Памире [135].

В малых ледниковых системах Сибири сходные формы оледенения существуют в широком диапазоне высот и могут объясняться локальными орографическими условиями [67, 248]. Возможность построения поля высоты границы питания в таких системах, как Саяны, Полярный Урал, Кодар и даже Кузнецкий Алатау, показывает, что по крайней мере группы малых ледников могут служить индикаторами климата. Высота границы питания меняется не случайно — в соответствии с формой вместилищ, а закономерно: отражая изменение климатических условий, она повышается к югу на Кузнецком Алатау и к юго-востоку в Саянах и на Кодаре.

О том же свидетельствуют морены малого ледникового периода на Кодаре [208]: их депрессия оказалась сопоставимой с таковой на Алтае, хотя изменения климата в этот период были не слишком большими. Следовательно, малые ледники существуют не вопреки климату и могут быть использованы для его индикации. При такой индикации для них может быть принят больший коэффициент концентрации. Напомним также об исчезновении со времени малого ледникового периода многих малых ледников Альп и Кавказа, зафиксированных прямыми наблюдениями. Очевидно, при моделировании процессов на таких ледниках неверно допущение о прекращении нарастания ледников при выходе их из вместилищ или прекращении убывания после «ухода» в них [67]. Меняется лишь скорость такого измеиения.

6.5. Выводы

1. На территории СССР выделяется около 30 самостоятельных ледниковых систем и подсистем, приуроченных к климатологическим (стационарным) фронтам, вдоль которых возникают циклоны с осадками, обеспечивающими питание ледников. Положение систем по отношению к климатологическим фронтам отражается в распределении ледников по экспозициям.

2. Общая площадь ледниковых систем на территории СССР 78 500 км^2, в том числе 3/4 приходится на арктические острова и 1/4 — на горные районы. Ориентировочно объем ледников составляет около 20 000 км^3, запас воды в них 17 000 км^3, в том числе 90 % в арктических ледниковых системах, 9 % (1500 км^3) в системах южного горного обрамления и 1 % в ледниковых системах Субарктики и умеренного пояса.

3. Ледниковые системы СССР состоят почти из 24 000 ледников и ледниковых комплексов. В зависимости от распределения ледников по размерам и морфологическим типам предлагается морфологическая классификация ледниковых систем. Она используется в дальнейшем при расчетах составляющих массообмена систем. Различия в морфологических типах систем и разнообразие (энтропия) составляющих их элементов отражают эволюционное состояние систем.

4. Завершение Каталога ледников СССР позволило заново построить поля высоты границы питания ледников для СССР в целом и для каждой из ледниковых систем. Для этого ледники были предварительно объединены более чем в 2400 групп, для каждой из которых получена независимая информация для расчета массообмена.

5. Региональные градиенты высоты границы питания могут быть расчленены на составляющие: широтный градиент (рост на юг), равный 0,8 м/км, и меридиональные градиенты (понижение к океанам) на атлантическом (0,3 м/км) и тихоокеанском (1,5 м/км) склонах. Внутри ледниковых систем градиенты поля в среднем близки к 4—5 м/км, возрастая на климаторазделах до 10—15 м/км.

6. Сопоставление полей высот рельефа и высоты границы питания с полями интенсивности оледенения позволяет количественно оценить вклад орографического и климатического факторов в развитие оледенения. Выделены многие особенности оледенения, обязанные главным образом рельефу или климату или обоим факторам совместно.

Глава 7

Поле летних температур воздуха в ледниковых системах на территории СССР

7.1. Вертикальный градиент летней температуры воздуха

Средняя летняя температура воздуха, как было показано в главе 5, служит индикатором таяния, а на высоте границы питания — также и аккумуляции на ледниках. Ее расчет требует знания вертикальной составляющей градиента температуры, которое затруднено вкладом горизонтальной составляющей и вкладом локальных особенностей (в том числе подстилающей поверхности) в различия температуры между любыми станциями.

Вертикальная составляющая уменьшается (удаляется от сухоадиабатического градиента) с повышением влажности воздуха и увеличением повторяемости инверсий. Оба показателя уменьшаются с высотой, что часто приводит к росту градиента температуры воздуха. Рассмотрим значения вертикальной составляющей этого градиента в различных ледниковых системах на территории СССР.

В арктическом поясе все регулярные метеорологические станции находятся на уровне моря. Поэтому мы воспользовались результатами наблюдений во время зимовок на ледниках, осуществленных по программе МГГ, выбрав данные на однородной (ледниковой) поверхности [192, 193].

На Земле Франца-Иосифа вертикальный градиент температуры оказался равным 0,50 °С/100 м между 60 и 360 м над ур. моря, на Новой Земле 0,58 °С/100 м между 270 и 800 м. Для Северной Земли Л. С. Говоруха [123] на основании наблюдений на ледниковом куполе Вавилова приводит значение 0,60 °С/100 м. Как видно, градиент растет к востоку, так что и для о-вов Де-Лонга и о. Врангеля мы приняли цифру 0,60 °С/100 м.

На Полярном Урале, по данным наблюдений сотрудников Института географии АН СССР за 1958—1969 гг., обработанным А. С. Гуськовым [194], градиент между близко расположенными станциями Большая Хадата (232 м, средняя летняя температура воздуха 8,5 °С) и Плато ИГАН (750 м, 4,8 °С) также составляет 0,70 °С/100 м. Это значение и принято нами при расчете.

В расчетах для гор Быррангa и плато Путорана мы приняли вертикальную составляющую градиента равной 0,66 °С/100 м по данным станции Медвежий Ручей (473 м, средняя летняя температура воздуха 7,1 °С) и Норильск (66 м, 9,8 °С).

На Северо-Востоке СССР температурный градиент растет с высотой. Это объясняется частыми инверсиями и туманами на морском побережье, в межгорных котловинах и речных долинах. Так, на Камчатке градиент температуры воздуха летом между пунктами Елизово (100 м) и Авачинский Вулкан (1000 м) составил в 1963 г. 0,35 °С/100 м [36]. В хребте Сунтар-Хаята между Оймяконом (726 м) и Нижней Базой (1350 м) он равен летом 0,40 °С/100 м. На Камчатке в бассейне ледника Козельского (Авачинская сопка), судя по полевым измерениям, между высотами 850 м и 1500 м вертикальная составляющая температурного градиента равнялась 0,55 °С/100 м [37]. Еще выше, между Нижней Базой (1350 м) и ст. Сунтар-Хаята (2068 м), температурный градиент достигает 0,68 °С/100 м против 0,54 °С/100 м в среднем слое 726—2068 м [128]. Мы принимаем градиент температуры воздуха ниже 1000 м равным 0,40 °С/100 м, в поясе 1000—1500 м 0,50 °С/100 м, выше 1500 м 0,60 °С/100 м. Исключение сделано для Кодара, где при отсутствии данных ввиду континентального положения градиент выше 1000 м принят равным 0,70 °С/100 м.

Для Алтая Л. Н. Шантыковой [276] было принято значение вертикального температурного градиента 0,50 °С/100 м. Однако анализ данных высокогорных, в том числе экспедиционных станций свидетельствует об увеличении этого градиента выше 1000 м. Мы приняли для Алтая градиента температуры равным 0,50 °С/100 м ниже 1000 м, 0,55 °С/100 м в зоне от 1000 до 2500 м и 0,65 °С/100 м выше 2500 м.

В Восточном Саяне, согласно данным метеостанций, для зоны ниже 1000 м градиент составляет 0,40 °С/100 м, для зоны 1000—2500 м 0,50 °С/100 м, выше 2500 м, по аналогии с Алтаем и хребтом Сунтар-Хаята, 0,60 °С/100 м.

В Джунгарском Алатау, между станциями на высотах 880 и 2800 м, для северного склона хребта вертикальный градиент при средней облачности (5—6 баллов) равняется в среднем за лето

0,68 °С/100 м [272]. Верхняя станция здесь расположена на 40 км южнее. Если учесть горизонтальный градиент (потепление к югу) 0,8 °С/100 км, получим значение вертикальной составляющей 0,71 °С/100 м, совпадающее с нашей прежней оценкой [140]. Для Саура мы приняли значение 0,65 °С/100 м — среднее между оценками для Алтая и Джунгарского Алатау. Полевые данные там отсутствуют.

Для ледниковых систем Средней Азии (Тянь-Шань, Гиссаро-Алай и Памир) вертикальный температурный градиенты мы определили как средний из градиентов, вычисленных для пар станций, распределенных на две группы: с нарастанием высоты в глубь и с нарастанием к периферии горной страны. Именно эффектом массивности гор определялись здесь наибольшие различия в летних температурах воздуха. Средний градиент оказался равным 0,71 °С/100 м из 16 использованных пар станций, распределенных на две неравные группы по указанному выше признаку [140]. Обеим группам при осреднении был придан равный вес. Любопытно, что наши вычисления дали среднее значение по сравнению с двумя другими попытками получить «очищенное значение» вертикального температурного градиента. По единой для всех станций Памира зависимости средней летней температуры от высоты, предполагавшей независимость высоты от местоположения станций, был получен градиент для лета 0,74 °С/100 м [15]. Введение поправки на горизонтальные различия в зависимости от широты и долготы, вычисленной по данным предгорных станций, расположенных на одинаковых высотах, и аэрологическим данным, дало значение летнего вертикального градиента 0,66 °С/100 м [86]. Наше значение оказалось средним и будет поэтому использоваться и дальше во всех расчетах для Средней Азии. Во время Транспамирской экспедиции 1977 г. была выполнена полевая проверка сделаиных выше оценок вертикального градиента температуры (измерения в маршрутах) во многих районах Памира и Гиссаро-Алая до высот 5200 м и проведено сопоставление с данными метеостанций. Они дали хорошие результаты при учете суточного хода температуры градиента [85].

Отсутствие существенных различий между влажными западными частями горных систем и сухими восточными объясняется тем, что различия в осадках для Памиро-Алая и Западного Тянь-Шаня относятся к зимним и весенним, а не к летним месяцам. Исключение составляют только Северный Тянь-Шань и бóльшая часть Внутреннего Тянь-Шаня, получающие значительные летние осадки в отличие от других районов [140].

Однако между станциями Медео (1530 м) и Мынжилки (3020 м) градиент летней температуры равен 0,72 °С/100 м, а между станциями Покровка (1740 м) и Ледник Карабаткак (3415 м) этот градиент в июле и августе составляет 0,66 °С/100 м [94]. Поэтому мы сохранили в наших расчетах единое для всей Средней Азии значение вертикальной составляющей градиента температуры воздуха для высот ниже 3000 м. Для высот же, больших 3000 м, в Северном и Внутреннем Тянь-Шане, где в высокогорье летом достигается уровень конденсации и выпадают осадки, согласно данным по леднику Центральный Туюксу в Заилийском Алатау [122], принят вертикальный градиент температуры воздуха 0,66 °С/100 м. В остальных районах на всех высотах он принят равным 0,71 °С/100 м.

На Кавказе, где количество летних осадков в западных районах велико, а в восточных мало́, хорошо заметен рост вертикального градиента температуры воздуха вместе с увлажненностью. Анализ, выполненный А. М. Тареевой [240], дал следующие результаты, показанные в табл. 15. Для южного склона эти результаты хорошо подтвердились полевыми работами, выполненными экспедицией отдела гляциологии Института географии АН СССР в 1978 г. (устное сообщение Н. В. Давидович). Данные табл. 15 и приняты нами в расчетах.

Таблица 15

Вертикальная составляющая летнего градиента температуры воздуха (°С/100 м) на Кавказе

Макросклон	Район		
	западный	центральный	восточный
Северный	0,55	0,57	0,58
Южный	0,51	0,60	0,64

7.2. Поля приведенных летних температур воздуха в ледниковых районах

Представленные в предыдущем параграфе вертикальные составляющие градиента средней летней температуры воздуха использованы нами для построения полей этой температуры в ледниковых районах на фиксированных высотах, т. е. приведенных к одной высоте. Приведение к уровню моря поля температур воздуха для отдельных месяцев выполнялось Е. С. Рубинштейн с единым для всего мира вертикальным градиентом 0,50 °С/100 м [12]. В отличие от Рубинштейн, мы вычисляли приведенную температуру для всего лета и стремились выбрать фиксированный уровень возможно ближе к высоте ледников. Если для построения поля на таком уровне хватало относительно близких по высоте станций, слишком низкие станции мы отбрасывали.

Естественно, что в Арктике таким близким к высоте ледников уровнем оказался уровень моря. В связи с невозможностью отказа от использования низких станций в Субарктике и Забайкалье мы и там выполнили приведение к уровню моря, пересчитав ранее построенное поле для Северо-Востока СССР на высоте 1000 м [149]. Для ледниковых систем Кавказа, Алтая, Кузнецкого Алатау, Саян, Саура, Джунгарского Алатау удобным уров-

нем приведения оказалась высота 2500 м, а для гор Средней Азии 3500 м. В первом случае использовались только станции, расположенные выше 700 м, во втором — выше 1500 м. Данные регулярной метеорологической сети дополнялись данными экспедиционных наблюдений.

Наши поля на высотах 2500 и 3500 м отнюдь не совпадают с полями температур воздуха на тех же высотах, какие могли бы быть построены по аэрологическим данным. Дело не только в значительно (примерно на порядок) меньшей плотности сети аэрологических станций (табл. 16), но и в том, что наши карты являются картами температур на земной поверхности на соответствующих высотах, а не в атмосфере. «Приведенные» карты для наших целей предпочтительнее аэрологических, так как процессы на ледниках являются процессами на земной поверхности.

Таблица 16

Объем информации, использованной при построении полей приведенной летней температуры воздуха

Ледниковый пояс или область	Число использованных метеорологических станций	Число использованных пунктов экспедиционных наблюдений	Число аэрологических станции на территории пояса или области
Арктика	50	9	5
Северо-Восток СССР	150	1	21
Субарктика к западу от Лены	134	1	16
Алтае-Саянская горная страна	48	2	2
Средняя Азия	97	29	7
Кавказ	45	5	4
Всего	524	47	55

Поле средних летних температур, приведенных к высоте 3500 м, для Средней Азии было построено нами ранее [140] и используется в настоящей работе лишь с небольшим изменением для Северного и Внутреннего Тянь-Шаня за счет замены там градиента выше 3000 м на 0,66 °С/100 м вместо 0,71 °С/100 м. Поле температур на высоте 2500 м построено для Кавказа А. М. Тареевой [240], а для Центрального Алтая — Л. Н. Шантыковой [276]. Первое используется здесь без изменений, а второе откорректировано нами и распространено на весь Алтай.

Для остальных территорий поле приведенной летней температуры воздуха построено в настоящей работе заново, причем для Арктики эта работа выполнена совместно с В. Я. Бажевой. Количество станций, использованных при построении полей, показано в табл. 16. Для Арктики, в особенности для открытого моря, мы использовали средние месячные карты З. М. Прик [210]. Повышенная температура воздуха во внутренних областях Северной Земли показана на основании экспедиционных наблюдений ААНИИ [227].

Обзорная карта полей приведенной температуры представлена на рис. 26. Учитывая возможность использования средней летней температуры воздуха в качестве индикатора суммарной абляции, заметим, что поля этой температуры являются одновременно преобразованными полями «потенциальной» абляции на приведенных высотах. От потенциальной абляции — понятия, предложенного В. Г. Ходаковым, значения которой для реальной земной поверхности на территории СССР вычислила Г. П. Моисеева [262], наше поле отличается вычислением для «приведенных» высот.

Преобразоваиия, вытекающие из формулы, обратной формуле (5.3), искажают модули, но не направления градиентов абляции. Абляция является «потенциальной» потому, что на большей части выбранных нами поверхностей приведения количество твердых осадков недостаточно для сохранения ледников, и фактическая абляция снега определяется лимитирующим фактором — количеством отложенных твердых осадков.

В арктическом поясе прежде всего обращает внимание большая степень подобия поля летней температуры воздуха полю высоты границы питания. В обоих случаях минимум располагается в высоких широтах восточной части Северного Ледовитого океана, выделяются языки низких значений высоты и температуры воздуха в Баренцевом и Карском морях. Как температура воздуха, так и высота границы питания увеличиваются во внутренних частях архипелагов. Следовательно, условия летней абляции чрезвычайно важны для формирования климатических условий оледенения Арктики. Именно снижением абляции определяется нарастание оледенения к северу и сплошное оледенение малых островов (Виктории, Ушакова, Генриетты, многих островов Земли Франца-Иосифа). Сами же низкие температуры (например, в Карском море) в большой степени связаны с влиянием массивов морских льдов.

Некоторые особенности поля высоты границы питания, например его повышение на востоке Новой Земли по сравнению с западом, противоречат условиям абляции, так как температура воздуха там, наоборот, понижается, да еще с градиентом около 1 °С/100 км (характерный для Арктики градиент 0,5 °С/100 км). Объяснение этих особенностей требует привлечения данных или расчетов аккумуляции.

Условия абляции оледенения Арктики на одинаковых высотах определяются, во-первых, широтным положением ледниковых систем, ухудшаясь к северу (средние летние температуры на уровне моря понижаются от 4 до —1 °С), и, во-вторых, распространением морских льдов в летний период. Именно последним фактором можно объяснить гораздо худшие условия абляции (более низкие температуры) на одинаковых широтах в восточном секторе Арктики по сравнению с западным. Разница составляет около 2 °С

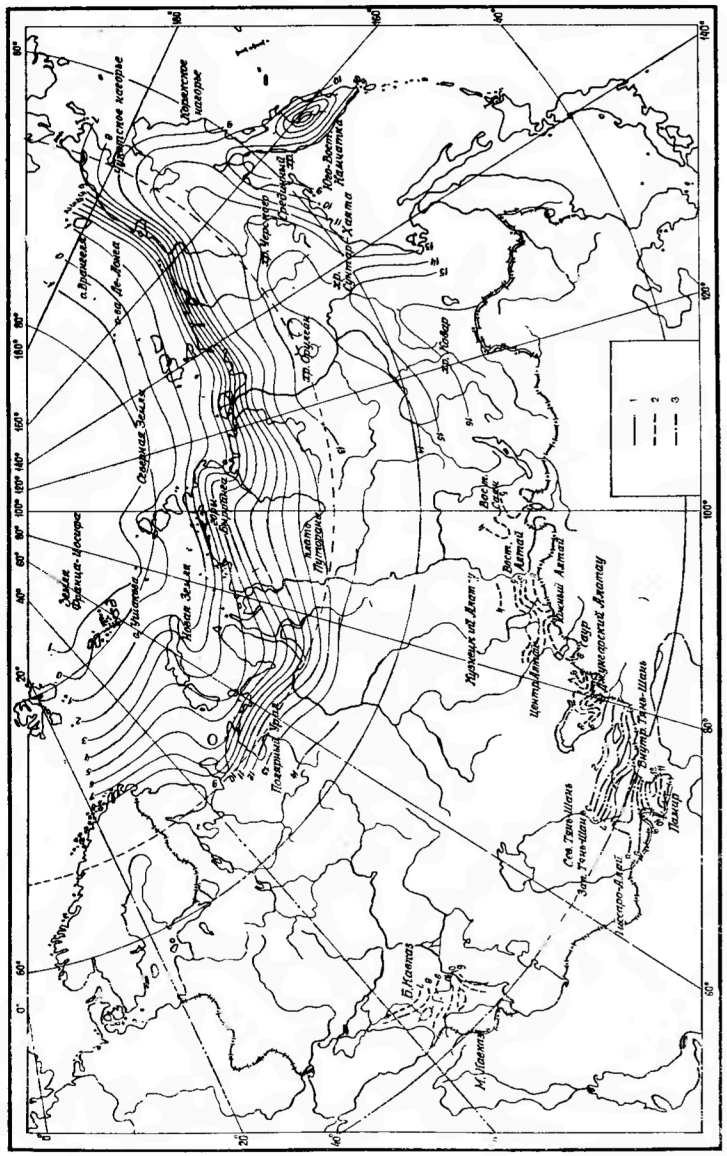


Рис. 26. Приведенные средние летние температуры воздуха (°С).
1 — к уровню моря, *2* — к высоте 2500 м, *3* — к высоте 3500 м.

средней летней температуры. Абляция на о. Гукера на Земле Франца-Иосифа (выше 80° с. ш.) должна быть интенсивнее, чем на о. Генриетты (под 77° с. ш.). То же относится к баренцевоморскому и карскому склонам Новоземельского ледникового щита.

Вопрос о влиянии (или взаимовлиянии) на климат современного морского и наземного оледенения Арктики заслуживает количественного рассмотрения его в специальной работе. Судя по модельным экспериментам, морской ледяной покров существенно сказывается на циркуляции атмосферы [302]. Наш анализ в главе 2 показал существенную зависимость циркуляции атмосферы, а значит и режима морских льдов от Гренландского ледникового щита. Удельный (на единицу площади) эффект морских льдов должен быть вдвое-втрое меньше, ввиду отсутствия геометрического возмущения в воздушном потоке и подтока тепла из моря через лед. Зато площадь морских льдов даже в летнее время в 5—6 раз больше, чем наземных, так что их суммарное воздействие на циркуляцию атмосферы, а через нее и на наземное оледенение должно примерно вдвое превзойти суммарное воздействие гренландского ледникового покрова и других наземных ледниковых покровов Арктики.

Самой характерной чертой поля приведенных летних температур воздуха в субарктическом поясе и на всем Северо-Востоке СССР, включая Забайкалье, является их повышение с удалением от моря, как на материке в целом, так и на отдельных крупных полуостровах.

Особенно сильно выхолаживающее влияние Северного Ледовитого океана, которому способствуют наличие льдов и нарастание широты. Приведенная температура лета вблизи его побережья падает на 6—7 °С на протяжении 300 км, градиент ее достигает 2 °С/100 км (средний планетарный градиент примерно равен 0,3 °С/100 км). Не обнаруживается в Субарктике отепляющего влияния гор, как в Средней Азии и на Кавказе. Приведенные изотермы почти независимы от горных хребтов. Это обусловлено малой продолжительностью бесснежного периода, когда только и возможно отепление. Лишь в защищенных горами верховьях Индигирки и Колымы летом сохраняется безградиентное теплое ядро, препятствующее оледенению.

Сильно выражено также влияние Охотского моря, вызывающее выхолаживание на 3—4 °С. Но снижение границы питания к юго-западу, в хребтах Сунтар-Хаята и Черского (в пределах «теплого ядра»), не может быть объяснено условиями абляции. Совершенно не соответствует полю абляции (а значит, зависит от условий аккумуляции) поле высот границы питания на Полярном Урале, в горах Бырранга, на плато Путорана, в хребте Орулган, на Чукотском полуострове. Так, в горах Бырранга и на Путоране ледники лежат на одной высоте, несмотря на разницу в средних летних температурах 7 °С. Безусловно существен вклад условий абляции в снижение на восток границы питания в Камчатско-Корякской ледниковой системе.

В пределах Алтае-Саянской горной страны приведенные температуры повышаются на 4—5 °С с севера на юг, причем средний градиент остается близким к нормальному (0,6 °С/100 км). В повышении приведенных температур воздуха не только на юг, но и на восток и на Алтае, и в Саянах сказывается эффект массивности гор. Заметны холодные затоки вдоль котловины Телецкого озера. Серьезную преграду для вторжения теплых масс на север, а холодных на юг образует Катунский хребет с Белухой. На южных его макросклонах средняя летняя температура повышается на 2,5 °С на протяжении 50 км (градиент 5 °С/100 км). Соответственно абляция в Южном (как и в Восточном) Алтае интенсивнее, чем в Центральном, а степень оледенения меньше. В Алтае-Саянской горной стране поле высоты границы питания также растет к юго-востоку и явно связано с полем летней температуры воздуха, т. е. с условиями абляции. Изолинии поля высоты границы питания под влиянием поля аккумуляции развернуты ближе к меридиональному направлению, чем «приведенные» изотермы.

Преграду, подобную Катунскому хребту, образуют системы хребтов Джунгарского и Алатау и Большого Кавказа. На северном макросклоне Джунгарского Алатау приведенная летняя температура на 3 °С ниже, чем на южном. Особенно тепло летом (10 °С на высоте 2500 м) в защищенной со всех сторон долине Каратала. Отличие от поля высоты границы питания здесь чрезвычайно велико, что свидетельствует о малой роли условий абляции в распределении оледенения.

На Кавказе, так же как и на Алтае, приведенные температуры возрастают на 4—5 °С с северо-запада на юго-восток. Заметна роль Главного Кавказского хребта (перепад летних температур между северным и южным макросклонами 1—2 °С), но она для абляции ледников несравненно менее существенна, чем для климата расположенных ниже зон. Вклад поля абляции в поле высоты границы питания существен, но не является решающим. Выделяется выхолаживающее влияние ледниковых комплексов Эльбруса и Казбека [240], однако, несмотря на это, высота границы питания там выше, т. е. иссушение (сдув снега) еще сильнее выхолаживания.

Особый интерес представляет поле приведенных температур для Средней Азии (рис. 27). Прежде всего оно отличается потеплением к югу и в глубь гор на 10 °С (от 2 до 12 °С) на высоте 3500 м. Градиент повышенный: около 1,3 °С/100 км, что связано со сложением эффекта движения к югу и эффекта увеличения влияния массивности гор. Приняв вклад широтного фактора равным 0,5 °С/100 км (судя по равнинам), эффект массивности гор оценим в 0,8 °С/100 км.

Анализ эффекта массивности гор до сих пор выполнялся по аэрологическим данным [205]. На ст. Мынжилки (на севере) на высоте 3000 м температура лета равна 6,8 °С, а на ст. Мургаб (в центре Памира) на большей высоте (3500 м) 12,6 °С. Именно эта разница температур объясняет прежде всего высокое поло-

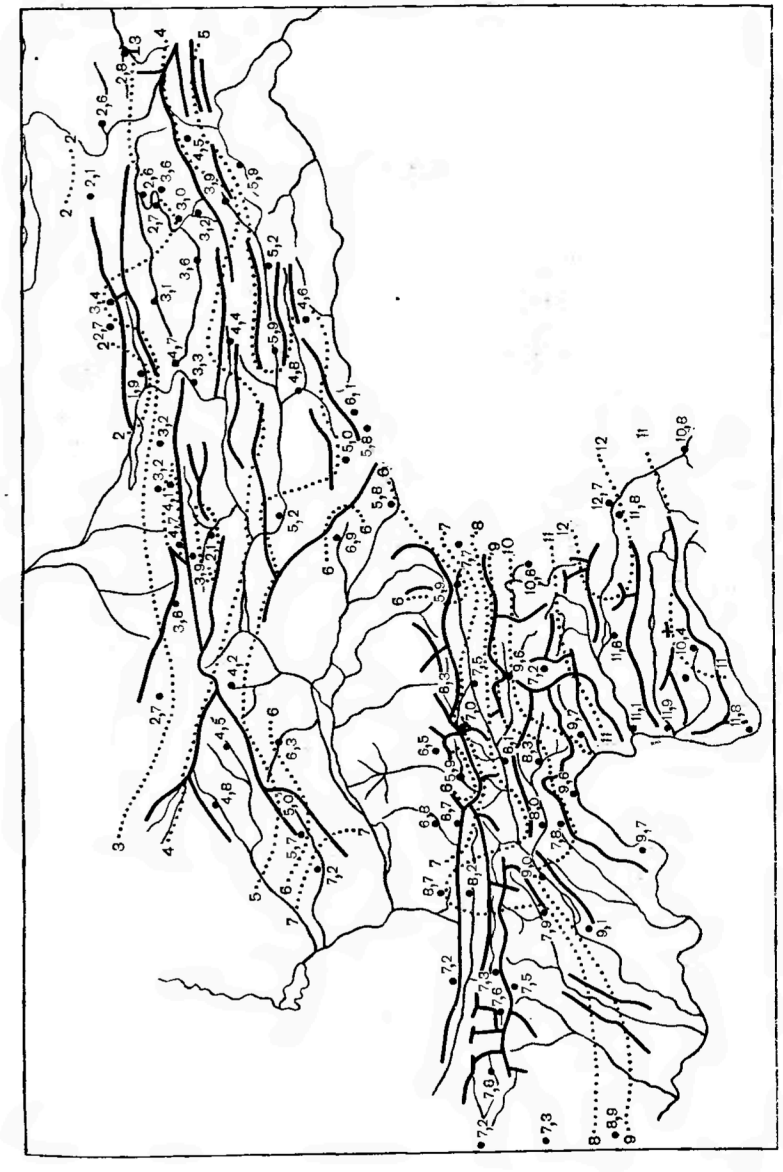


Рис. 27. Поле приведенных к высоте 3500 м средних летних температур воздуха (°С) в Средней Азии. Цифры у метеостанций — многолетние температуры лета, приведенные к высоте 3500 м.

жение областей аккумуляции на юге. Удельное (с единицы площади) таяния льда и фирна в бассейне Амударьи не ниже, чем в бассейне Сырдарьи, несмотря на более высокое положение ледников.

«Приведенное» температурное поле отражает расстояние от моря и рельеф. Его представление в виде зависимости только от широты [159] дает довольно упрощенную картину. Действительно, южнее и особенно юго-восточнее Мургаба приведенная к высоте 3500 м летняя температура воздуха вновь понижается на 2 °С. Максимум в центре нагорья Памир связан с эффектом массивности гор. Понижение же летней температуры к югу отражает уменьшение континентальности климата и влияние муссонных вторжений со стороны Индийского океана. На карте Е. С. Рубинштейн [12] этот максимум находится много южнее, в Читрале.

Наша карта позволяет уточнить границу влияния муссонного климата: по Рушанскому и Базардаринскому хребтам и далее по широте на восток. Эта граница хорошо согласуется с границей распространения муссонных дождей в Афганистане, регулярно проникающих до Ишкашима, а в отдельные годы до низовьев р. Шива, т. е. до широты Рушана (см. рис. 13 в [325]). Следовательно, муссонным является не столько Восточный Памир, сколько Южный.

При этом трансформированный муссонный воздух может приносить не только и не столько летние осадки, сколько способствовать похолоданию, увеличению облачности и снижению абляции. Да и летние снегопады оказываются не столько на массе аккумуляции, сколько на величине абляции. К зимне-весенней аккумуляции, естественно, летние муссоны отношения не имеют. Следовательно, некоторое понижение высоты границы питания на юго-востоке объясняются именно условиями летней абляции. Эти соображения, основанные на другом материале, раньше нас были высказаны группой сотрудников САНИИ [15].

Приведение к единому уровню данных только нескольких метеорологических станций без построения поля температуры на фиксированной высоте привело авторов [101] к противоположному, на наш взгляд, неверному, выводу о повышении летней температуры к востоку и об отепляющем влиянии Индийского муссона.

Кроме указанных особенностей, отмечены относительно низкие температуры в западной части Внутреннего Тянь-Шаня, связанные, очевидно, с холодными северными вторжениями западнее Иссык-Куля. Это понижение прослеживается далеко на юг.

Значительна климатообразующая роль Заалайского хребта и Терской-Алатау. На их южных склонах температура на 2 °С выше, чем на северных, а градиент достигает 4 °С/100 км.

В целом в Средней Азии имеется заметная корреляция полей приведенных температур с полем высот границы питания, но, подобно Алтаю, изолинии последних много больше отклоняются от

широты. Противоположно поле температур полю высот границы питания на западе Гиссаро-Алая, где граница питания понижается к югу, несмотря на потепление лета. Здесь решающими оказываются условия питания ледников. Однако в целом вклад различий в условиях абляции чрезвычайно существен, и учет его необходим в любых гляциоклиматологических расчетах.

7.3. Средняя летняя температура воздуха на характерных гляциологических уровнях

Если высотное положение ледниковых систем зависит от условий абляции, то сопоставление этих условий в различных ледниковых системах, так же как и на разных ледниках, возможно лишь при сравнении их для сопоставимых гляциологических уровней и периодов, а не просто в местах измерения, по-разному расположенных по отношению к гляциологическим зонам на ледниках. Вертикальные различия в пределах одного ледника и тем более в пределах целой ледниковой системы могут намного превосходить различия между системами.

В качестве сопоставимых уровней для ледниковых систем мы используем здесь пять уровней: 1 — самое низкое положение конца ледника в ледниковой системе; 2 — средняя взвешенная высота областей абляции в ледниковой системе; 3 — средняя взвешенная высота границы питания в ледниковой системе; 4 — средняя взвешенная высота области аккумуляции в ледниковой системе; 5 — наивысшая отметка ледников в ледниковой системе.

Экстраполяция температуры осуществлялась от средней летней температуры воздуха для данной ледниковой системы, определенной по полю приведенной температуры (см. рис. 26), с учетом распределения площади ледников в системе — так же как это сделано для определения характерной высоты границы питания. Средние высоты областей абляции и аккумуляции определялись по гипсографическим кривым или как $^1/_3$ расстояния по высоте от границы питания до верхних точек или концов ледников. Экстраполяция выполнена вверх до соответствующего уровня с вертикальными градиентами, принятыми в п. 7.1. Затем в полученные данные, согласно проработке, помещенной в главе 2, введена поправка на 1,0 °С для учета выхолаживающего влияния ледников.

Крупные ледниковые комплексы Средней Азии расположены вдали от использованных в расчетах станций. Станция Ледник Федченко дала сильную отрицательную аномалию, сглаженную на рис. 27. Поэтому здесь, с учетом распределения площадей оледенения по размерам ледников (см. рис. 17), для Памира (кроме Восточного Памира и бассейна Гунта) введены поправки на выхолаживание от 1,5 до 2,0 °С для уровней областей абляции, границы питания и области аккумуляции. Для горного обрамления и наивысших отметок оставлена поправка 1,0 °С, для наинизших концов ледников поправка зависела от размеров самого низкого ледника, изменяясь от 1,0 до 2,5 °С.

Таблица 17

Средняя летняя (июль—август) температура воздуха над поверхностью ледников СССР за период 1881—1960 гг.

Ледниковая система или ее часть	Гляциологические уровни									
	самый низкий из концов ледников		средняя взвешенная высота области абляции		средняя высота границы питания		средняя взвешенная высота области аккумуляции		наивысшие точки ледников	
	H м	$\bar{t}_л$ °С	H м	$\bar{t}_л$ °С	H м	$\bar{t}_л$ °С	H м	$\bar{t}_л$ °С	H м	$\bar{t}_л$ °С
1. о. Виктория	0	—1,8	50	—2,0	100	—2,2	—	—	100	—2,2
2. Земля Франца-Иосифа	0	—1,2	130	—1,9	260	—2,6	400	—3,5	600	—4,7
3. Новая Земля	0	1,6	250	0,2	480	—0,9	700	—2,1	1000	—3,1
4. о. Ушакова	0	—1,2	100	—2,0	250	—3,1	300	—3,6	350	—3,9
5. Северная Земля	0	0,2	250	—1,0	450	—2,3	700	—4,1	950	—5,3
6. о-ва Де-Лонга	0	—1,3	100	—1,9	200	—2,8	300	—3,6	430	—4,4
7. Быррапга	500	0,4	750	—1,3	850	—2,0	900	—2,5	1090	—3,6
8. Полярный Урал	390	6,3	700	4,0	850	2,9	950	2,2	1400	—1,0
9. Путорана	640	5,3	900	3,7	1000	3,0	1100	2,3	1500	—0,3
10. Орулган	1500	4,0	1750	2,5	1900	1,6	2000	1,0	2380	—1,2
11. Хребет Черского	1500	5,5	1920	3,0	2200	1,3	2400	0,1	3140	—4,3
12. Сунтар-Хаята	1820	6,0	2240	2,0	2350	1,2	2510	0,1	2960	—2,9
13. Срединный хребет (север)	490	7,1	1220	3,9	1430	2,7	1570	2,0	2570	—4,0
14. Срединный хребет (юг)	700	8,2	1870	2,3	2080	1,0	2390	—0,8	3620	—8,3
15. Кроноцкий полуостров	250	8,4	600	7,1	750	6,5	1000	5,5	1300	4,0
16. Юго-Восточная Камчатка	780	6,7	1530	3,5	1850	1,5	2080	0,1	4600	—15,6
17. Кодар	1840	5,8	2200	3,2	2290	2,4	2450	1,0	2720	0,5
18. Восточный Саян (запад)	1400	8,5	2170	4,6	2270	4,2	2370	3,6	2600	2,4
19. Восточный Саян (восток)	2100	6,0	2500	4,0	2800	2,2	2950	1,3	3490	—1,9
20. Кузнецкий Алатау	1200	10,2	1400	9,0	1470	8,7	1600	8,0	2000	5,8
21. Восточный Алтай (север)	2090	7,1	2750	3,2	2900	2,0	3100	0,9	3440	—1,3
22. Восточный Алтай (юг)	2470	6,4	2800	4,2	3030	2,8	3200	1,6	3570	—0,8
23. Центральный Алтай (запад)	2060	7,4	2300	6,1	2370	5,7	2450	5,3	2630	4,2
24. Центральный Алтай (центр)	1970	7,7	2730	3,3	2880	2,3	3160	0,5	4510	—8,3
25. Центральный Алтай (восток)	2010	7,6	2900	2,3	3080	1,1	3490	—1,5	4040	—5,1
26. Южный Алтай (запад)	2280	8,4	2700	5,7	2880	4,5	3000	3,8	3480	0,6
27. Южный Алтай (восток)	2400	6,3	3000	2,5	3170	1,3	3300	0,5	4130	—4,9
28. Саур	2960	4,1	3300	1,7	3390	1,1	3500	0,3	3780	—1,7
29. Западный Кавказ (северный склон)	1710	10,3	2660	5,9	2860	4,8	3100	3,5	3740	0,0
30. Западный Кавказ (южный склон)	1740	11,0	2730	5,9	2850	5,3	3040	4,3	3900	0,0
31. Центральный Кавказ (северный склон)	1830	11,5	3220	3,2	3500	1,6	3800	—0,1	5660	—10,7
32. Центральный Кавказ (южный склон)	1850	11,8	2850	5,8	3150	4,0	3350	2,8	4400	—3,5
33. Восточный Кавказ	2520	9,2	3360	4,3	3500	3,5	3640	2,7	4480	—2,2

Таблица 18

Средняя летняя (июнь—август) температура воздуха над поверхностью ледников Средней Азии за период 1881—1960 гг.

Ледниковая система или ее часть	Гляциологические уровни											
	самый низкий из концов ледников		средняя взвешенная высота области абляции		средняя высота границы питания		средняя взвешенная высота области аккумуляции		средняя высота горного обрамления		наивысшая точка ледников	
	H м	$\bar{t}_л$ °С	H м	$\bar{t}_л$ °С	H м	$\bar{t}_л$ °С	H м	$\bar{t}_л$ °С	H м	$\bar{t}_л$ °С	H м	$\bar{t}_л$ °С
34. Джунгарский Алатау (запад)	2500 (2840)	7,6 (5,2)	3200	3,7	3470	1,7	3640	0,5	3810	—0,7	4100	—3,5
35. Джунгарский Алатау (восток)	2720 (2940)	6,9 (5,5)	3320	1,9	3550	0,3	3690	—0,8	3830	—1,7	4560	—6,9
36. Северный Тянь-Шань (запад)	2780 (3120)	8,5 (5,9)	3600	2,0	3850	0,3	4030	—0,9	4220	—2,7	4880	—6,5
37. Северный Тянь-Шань (восток)	3040 (3170)	5,4 (4,5)	3620	1,5	3870	—0,1	4050	—1,3	4250	—2,6	5020	—7,7
38. Западный Тянь-Шань	2720 (2840)	9,0 (8,2)	3400	4,2	3620	2,6	3820	1,2	4030	—0,3	4400	—2,9
39. Ферганский хребет	2760	9,8	3400	5,4	3650	3,7	3850	2,4	4200	1,1	5120	—5,9
40. Внутренний Тянь-Шань (Терскей-Алатау)	3060 (3210)	6,2 (5,1)	3540	3,0	3900	0,7	4160	—1,0	4440	—2,9	5280	—8,4
41. Внутренний Тянь-Шань (бассейны Нарына и Кокшаала)	3240	5,7	4000	0,4	4100	—0,2	4320	—1,6	4420	—2,3	5980	—11,5
42. Внутренний Тянь-Шань (бассейн Сарыджас)	2800 (2900)	8,0 (7,3)	4000	—0,4	4250	—0,6	4700	—4,2	5250	—7,3	7000	—18,8
43. Гиссаро-Алай (северный склон, запад)	2750	11,0	3590	5,1	4100	1,4	4400	—0,7	4700	—2,8	5560	—8,9
44. Гиссаро-Алай (северный склон, восток)	3200	7,2	3930	2,0	4250	—0,2	4400	—1,3	4540	—2,3	5000	—5,6
45. Гиссаро-Алай (бассейн Зеравшана)	2780 (3030)	10,7 (8,9)	3660	4,5	3900	2,7	4140	1,1	4550	—0,8	5620	—8,4
46. Гиссаро-Алай (южный склон, запад)	2720 (2850)	12,2 (11,2)	3620	5,8	3800	4,6	3950	3,5	4200	1,7	5300	—6,1
47. Гиссаро-Алай (южный склон, восток)	3400	6,0	4150	0,7	4300	—0,4	4450	—1,4	4650	—2,9	5000	—5,3
48. Памир (Заалайский хребет)	3240	6,8	4150	0,4	4450	—1,7	5000	—5,6	5600	—8,9	7000	—18,9
49. Памир (бассейн Муксу)	2560 (2950)	14,7 (11,9)	4080	3,4	4650	—0,7	5080	—3,7	5800	—7,8	7000	—16,2
50. Памир (бассейн Обихонгоу)	2900	12,0	3710	6,2	4180	2,9	4460	+0,9	4920	—1,4	6350	—11,5
51. Памир (бассейны Ванча, Язгулема, Бартанга)	2580 (3000)	14,0 (11,0)	4000	5,4	4460	2,2	4880	—0,8	5400	—3,5	6970	—14,6
52. Памир (восток и юго-запад)	3940	7,4	4550	2,5	5000	—0,6	5330	—3,0	5820	—6,5	6780	—16,2

Примечание. В скобках данные для низших отметок чистого от сплошной морены льда.

Результаты приведены в табл. 17 и 18. В табл. 18 для Средней Азии дополнительно рассматривается средняя высота горного обрамления. Ледниковые системы с неоднородными климатическими условиями разделены на несколько частей.

Контролем полученных в результате экстраполяции данных метеостанций могут служить полевые данные на ледниках. Как правило, наблюдения на ледниках охватывали только часть летнего сезона и велись на случайных (удобных для организации наблюдений) уровнях. Сводка этих данных, без каких-либо пересчетов, для Средней Азии выполнена И. М. Лебедевой [159].

Экспедиционные данные приведены нами ранее (см. табл. 3 в [140]) к многолетнему периоду, полному летнему сезону и характерным гляциологическим уровням, несколько отличающимся (ввиду незавершенности тогда Каталога) от принятых в настоящей работе. Приводимые Лебедевой и нами результаты прямых измерений в целом подтверждают данные расчетной табл. 18. Так, идеально согласование для малых и средних ледников Джунгарского Алатау, Западного Тянь-Шаня, Гиссаро-Алая, Юго-Западного и Восточного Памира. Хорошо согласуются также данные измерений температуры воздуха на крупных ледниках системы Иныльчека [28] и Заалайского хребта [159].

Некоторые же данные, приводимые И. М. Лебедевой, отклоняются от данных табл. 18, поскольку измерения выполнялись либо в холодную часть летнего сезона (измерения А. Б. Бажева в области питания ледника Медвежьего или И. М. Лебедевой на леднике Шумского), либо в самую теплую его часть (измерения сотрудников Ленинградского педагогического института на леднике Проценко). Наши же расчеты относятся ко всему летнему периоду. Поэтому указанные отклонения в нужную сторону практически точно подтверждают наши расчеты.

Однако имеются и некоторые расхождения. Они заключаются, во-первых, в том, что на крупных ледниках Памира Федченко и Зеравшанском температуры воздуха остаются все еще на 1,0—1,5 °С ниже, чем следует из табл. 18. Однако, так как крупные ледники даже здесь составляют менее половины площади оледенения (см. рис. 17) и вклад их выхолаживания учтен в увеличении температурного скачка в табл. 18 в соответствующих районах, мы можем считать принятые нами значения температур воздуха характерными для ледниковых систем в целом, хотя и завышенными для крупнейших ледников.

Во-вторых, для области существенных холодных вторжений и летних снегопадов (Заилийский, Киргизский и Терской-Алатау) данные табл. 18 оказались, наоборот, на 0,5—1,0 °С заниженными по сравнению с результатами полевых наблюдений. Для крупнейших ледников этого района в бассейне Сарыджас, а также для ледников Заалайского хребта, куда также проникают холодные вторжения, такое занижение компенсируется недоучетом выхолаживающего влияния ледников.

Данные табл. 17 и 18 показывают чрезвычайно большой диапазон средних летних температур воздуха над поверхностью ледников: от —19 °С вблизи вершин величайших пиков Тянь-Шаня и Памира до 14 °С у конца ледника РГО. Этот диапазон следует иметь в виду при палеогеографических реконструкциях. Обращает внимание, что различия условий над ледниками внутри отдельных систем превышают различия между системами. В пределах Средней Азии обнаруживаются условия, охватывающие весь указанный диапазон (33 °С) — от условий Карельского перешейка до условий Внутренней Антарктиды на высоте 2500 м. Диапазон летних температур воздуха растет с высотой гор независимо от широты: от 6 °С в арктических системах до 33 °С на Памире. Причина заключается в росте с этой высотой орографического воздействия на осадки, а следовательно, и в увеличении размеров и вертикальной протяженности оледенения. Это воздействие на осадки с широтой не связано.

Летняя температура воздуха у самых низких концов ледников меняется на 16,5 °С: от —1,8 °С на о. Виктория до 14,7 °С на западе Памира. Она растет, во-первых, с увеличением высоты местности, во-вторых, по мере смещения на юг, в-третьих, с увеличением осадков в бассейнах ледников. Первый и третий факторы обусловливают интенсивность оледенения, второй отражает рост горных осадков и высоты рельефа к югу. Влияние интенсивности оледенения приводит к тому, что в горах намечается даже обратная связь между температурами на высоте начала самых высоких ледников и у самых низких (далеко выдвинутых) концов (рис. 28). От кривой обратной связи вправо отклоняются точки, соответствующие увлажненным ледниковым районам западных частей ледниковых систем южного горного обрамления и систем карового типа с высокой концентрацией снега, влево — точки, соответствующие сухим районам восточных частей высокогорных систем и относительно слабо увлажненным субарктическим и умеренным системам долинного типа с не столь большими коэффициентами концентрации. Это «раздвоение» связи может быть представлено самостоятельными линиями связи (рис. 28). Покровные ледники, достигающие моря, естественно, к этой связи отношения не имеют, так как высота их концов не зависит от условий питания и определяется внешним фактором.

Средняя летняя температура воздуха на средней высоте области абляции меняется на 10 °С: от —2 °С на отдельных арктических островах до 8 °С на Западном Памире.[1] Уже на этом уровне температура повышается вместе с ростом осадков так же, как и на высоте границы питания, где она меняется в более узком диапазоне (9 °С): от —2,5 °С на о-вах Де-Лонга до 6,5 °С на побережье Камчатки. Так что суммарное таяние в центре области абляции, в отличие от абляции на концах ледников, уже может

[1] Если не считать 9 °С для Кузнецкого Алатау, обязанных здесь повышенной концентрации снега на ледниках.

быть показателем количества осадков на ледниках. При переходе от концов ледников к середине областей абляции меняется зависимость температуры воздуха от высоты гор. Вместе с ростом высоты эта температура понижается.

На высоте границы питания, как мы уже говорили, температура воздуха целиком определяется аккумуляцией. Ее поле будет специально проанализировано в следующей главе.

Температура воздуха в середине области аккумуляции меняется на 11 °С: от —5,5 °С во внутренних высокогорных частях

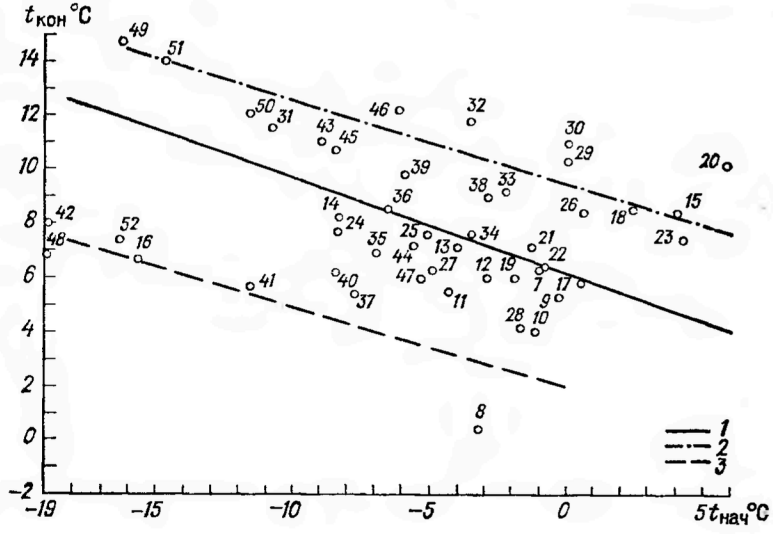


Рис. 28. Связь средних летних температур воздуха у начала самых высоких ледников в ледниковых системах ($t_{нач}$ °С) с температурами у конца самых низких ледников в системах ($t_{кон}$ °С).

1 — общая зависимость; *2* — зависимость для ледниковых систем «морского» климата; *3* — зависимость для ледниковых систем континентального климата. Цифры у точек соответствуют номерам ледниковых систем в табл. 17 и 18.

Памира (северный склон Заалайского хребта) до 5,5 °С в наиболее увлажненных районах Западного Алтая и Кроноцкого полуострова. Так же как и на двух предыдущих уровнях, определяющим является уровень увлажнения, индикатором которого, следовательно, могут служить и изменения таяния в середине областей аккумуляции. Повышение рельефа растягивает при одинаковом климате область аккумуляции, что влечет понижение температуры воздуха в ее середиие. Поэтому самые высокие температуры отмечаются в областях питания среднегорных увлажненных ледников Камчатки и Алтая, а не на почти столь же увлажненных ледниках западных окраин Кавказа, Гиссаро-Алая и Памира.

О средней высоте горного обрамления ледников имеются данные лишь для Средней Азии [97]. Средняя летняя температура воздуха там меняется на 10,7 °С: от —9 °С на северном склоне высокой стены Заалайского хребта до 1,7 °С на южных склонах Гиссарского хребта. Следовательно, судя по формуле (5.3), повсюду в основных частях области аккумуляции возможно таяние и отсутствует рекристаллизационная зона льдообразования. Главным фактором, определяющим температуру воздуха на этом уровне, становится высота рельефа. Поэтому температура ниже всего на Центральном Памире и выше всего на периферии гор Средней Азии.

Наконец, температура воздуха над наивысшими точками ледников определяется высотой и широтой места; чем севернее, тем холоднее (сравним, например, Западный Тянь-Шань и Джунгарский Алатау). Она меняется на 25 °С: от 4 °С на Западном Алтае и Кроноцком полуострове (и даже 6 °С в Кузнецком Алатау) до —19 °С в Центральном Тянь-Шане, более холодном, чем Памир, в силу более северного положения. Условия для рекристаллизационной зоны (средняя летняя температура ниже —9,7 °С) существуют лишь на склонах отдельных пиков Памира, Внутреннего Тянь-Шаня и Эльбруса.

Температуры лишь крайних точек оледенения предопределены рельефом. Поэтому и различия их между системами велики — около 20 °С. На остальных же уровнях различия определяются только твердыми осадками — высота ледников приспосабливается здесь к их количеству. Поэтому и диапазон различий между системами на этих уровнях вдвое меньше — около 10 °С. Из них 9 °С (диапазон температур на высоте границы питания) отражают различия в аккумуляции; вклад условий рельефа лишь 10 %. Вклад же условий рельефа в положение концов ледников около 50 %, о чем можно судить по соотношению диапазонов различий (17 и 9 °С) с высотой границы питания и по равенству перепада концов трендовой прямой и амплитуды отклонений от нее на рис. 28. Вклад же условий рельефа в высоту начала ледников, судя по тому же соотношению диапазонов (25 и 9 °С), достигает 70 %.

7.4. Выводы

1. С использованием заново определенных значений вертикального градиента температуры воздуха построены поля летних температур воздуха, приведенных к постоянным высотам, близким к нижней границе ледниковых зон. Эти поля отражают горизонтальные изменения условий абляции и выявляют вклад условий абляции в формирование поля высоты границы питания. Характерные значения градиента приведенных температур — от 0,5 °С/100 км в Арктике до 1,3 °С/100 км в Средней Азии, где к широтному эффекту добавляется эффект массивности гор. На климаторазделах градиент возрастает до 5 °С/100 км.

2. Температуры воздуха над ледниками в ледниковых системах сопоставлены не только для одинаковых высот, но и для характерных гляциологических уровней. Средняя летняя темпера-

тура воздуха на территории СССР (и Памира) изменяется от —19 °С вблизи высочайших пиков Средней Азии до 14 °С у конца ее крупнейших ледников (не выше 12 °С над свободным от сплошной морены льдом). У концов ледников температура воздуха растет с увеличением высоты местности, смещением на юг и ростом количества осадков; на высоте границы питания и на уровнях средних высот областей аккумуляции и абляции температура воздуха отражает главным образом количество осадков и может быть использована для их оценки. На средней высоте горного обрамления и в наивысших точках ледиików температура воздуха понижается с высотой рельефа.

3. Различия в температурах воздуха на уровнях концов ледников на 50 % объясняются различиями в высотах рельефа и на 50 % — горизонтальными климатическими различиями. Соответствующие значения вклада этих факторов на остальных уровнях таковы: на высоте границы питания 0 и 100 %, на средних высотах областей абляции и аккумуляции — 10 и 90 %, в начале ледников — 70 и 30 %.

Глава 8

Поля аккумуляции и твердых осадков в ледниковых системах на территории СССР

8.1. Особенности построения полей аккумуляции и твердых осадков

На основе «базисных» полей приведенных летних температур воздуха и высоты границы питания нами построены поля аккумуляции снега на ледниках на высоте этой границы для всех ледниковых систем на территории СССР, в том числе для Памира и Гиссаро-Алая совместно с О. В. Рототаевой [145, 221], для Тянь-Шаня с Т. В. Псаревой, для Северо-Востока СССР с Л. П. Черновой [149]. Для Кавказа поле аккумуляции заново построено А. М. Тареевой [239].

Во всех случаях использовались методы, изложенные в главе 5. Для ледниковых систем Субарктики, умеренного пояса и Средней Азии использовался метод «поле—точка». Для Арктики, особенно в восточном секторе, данных о высоте границы питания недостаточно. Там можно было, судя по единым базисным полям, ожидать единых полей аккумуляции и твердых осадков, объединяющих ледниковые системы. Поэтому построение полей по методу «поле—точка», использованному на Земле Франца-Иосифа и Новой Земле, было дополнено построением в 42 точках открытого моря по методу «поле—поле», позволяющему вести расчеты вне

ледниковых групп и систем путем наложения друг на друга упомянутых выше базисных полей. Метод «поле—поле» был применен также А. М. Тареевой для Кавказа. Таких расчетных точек при выбранном шаге 5 км между узлами оказалось на 100 больше, чем групп ледников. Таким образом, для построения полей аккумуляции использовано всего более 2600 точек против 2460 при построении поля высоты границы питания и 570 при построении поля приведенной температуры воздуха.

Поля аккумуляции использовались нами далее для построения полей твердых осадков в ледниковой зоне. Переход к твердым осадкам через коэффициент концентрации осуществлялся не для групп ледников по отдельным точкам, а для полей ледниковых систем в целом. Для каждой ледниковой системы использовался единый коэффициент концентрации в зависимости от морфологического типа ледниковых систем.

Для карово-присклоновых систем (Полярный Урал, Восточный Алтай) на основе данных, изложенных в главе 5, он был принят равным 1,6 для карово-долинных систем (Орулган, Корякское нагорье, Кодар, Восточный Саян, Западный Тянь-Шань) 1,5, для долинно-каровых (хребты Черского, Сунтар-Хаята, Срединный хребет, Кроноцкий полуостров, Центральный и Южный Алтай, Большой Кавказ, Саур, Джунгарский Алатау, Северный Тянь-Шань, Гиссаро-Алай) 1,4, для дендритово-долинных (южная часть оледенения Новой Земли, Памир, Внутренний Тянь-Шань) 1,3. Для сложных ледниковых покровов (Новая Земля, Земля Франца-Иосифа), где роль ветрового сноса в балансе массы ничтожна, так как снег, сдутый с куполов, отлагается на выводных ледниках, коэффициент концентрации принят равным 1,0. Для систем, сложенных отдельными ледниковыми куполами, ветровой снос учитывается коэффициентом концентрации (правильнее было бы в этом случае говорить коэффициентом сноса), меньшим единицы. Для малых куполов (о-ва Ушакова, Де-Лонга, Виктория) и вулканических конусов Камчатки, Эльбруса и Казбека этот коэффициент на основе наших работ на небольшом ледниковом куполе Чюрлёниса [192] принят равным 0,70. Для крупных куполов на Северной Земле принято промежуточное значение коэффициента 0,85. Разделение ледниковых систем Новой Земли, Кавказа и Юго-Восточной Камчатки потребовалось для обеспечения независимости поля осадков от морфологии ледников, каким оно, безусловно, должно являться по физическим соображениям.

8.2. Макромасштабные закономерности полей аккумуляции и твердых осадков. Направление влагопереноса и источники питания ледниковых систем

Поля аккумуляции и твердых осадков для всех ледниковых систем СССР представлены на рис. 29 и 30. Важнейшей особенностью этих полей является то, что почти во всех районах они максимальны для своих регионов и обычно превышают оценки

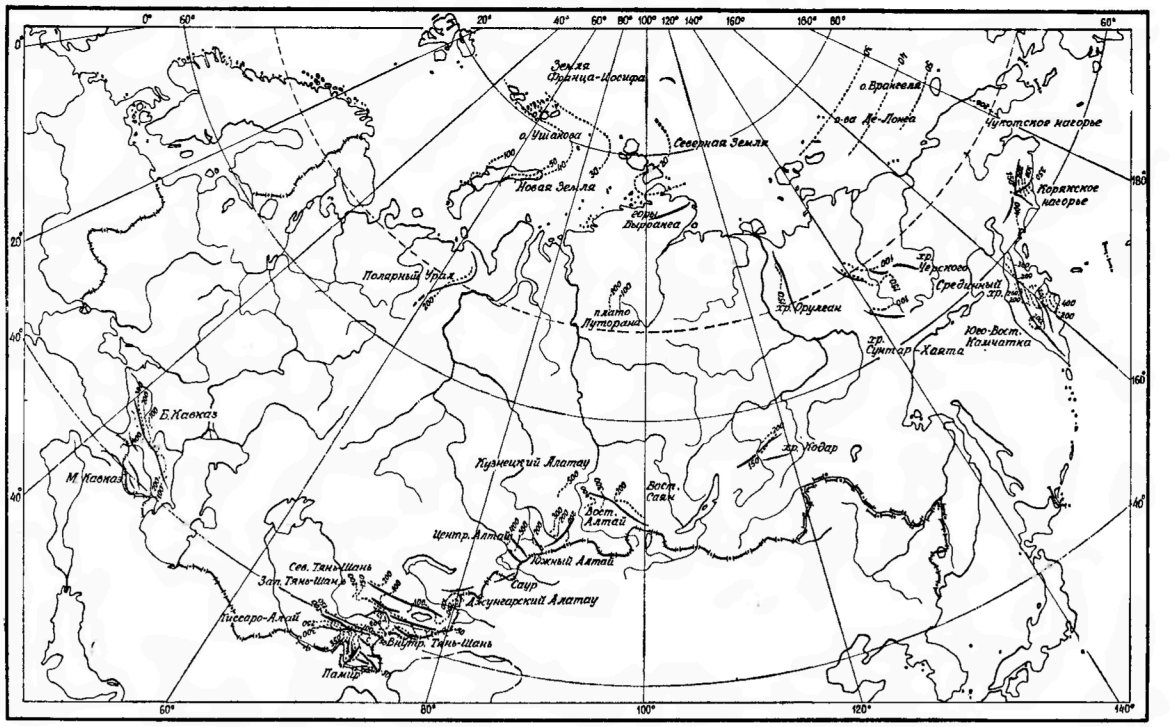


Рис. 29. Поля аккумуляции (г/см^2) на высоте границы питания ледников в ледниковых системах.

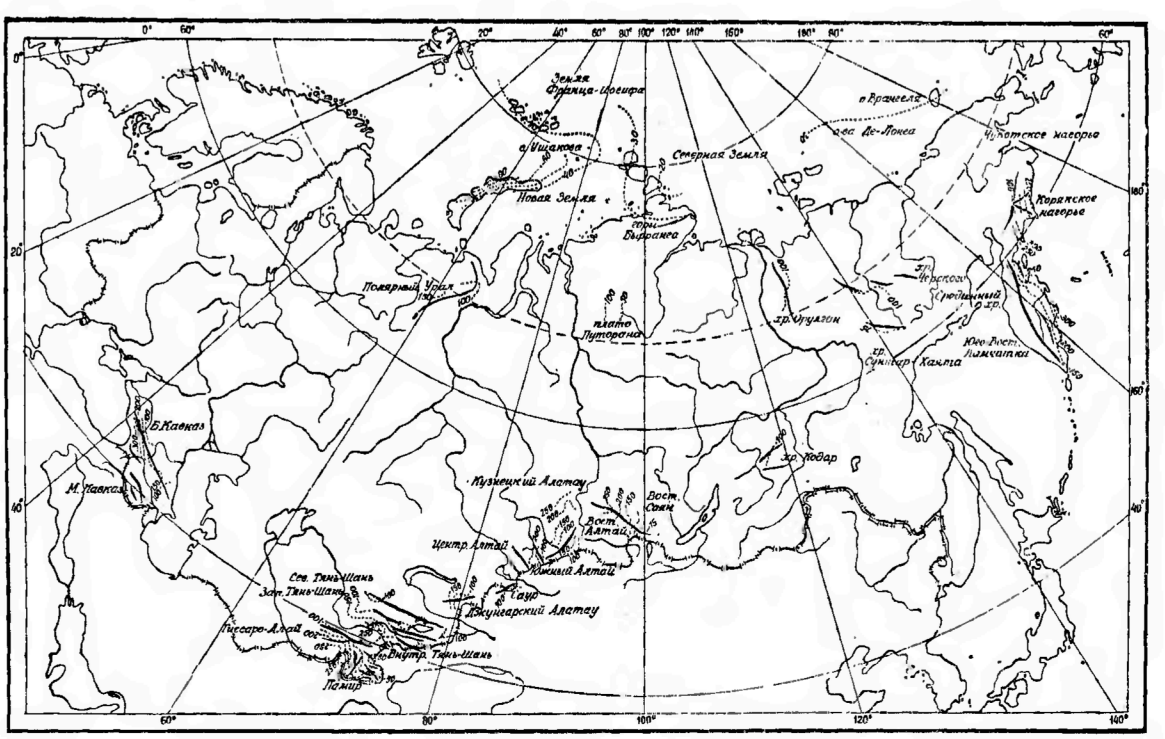


Рис. 30. Поля твердых осадков (см) на высоте границы питания ледников в ледниковых системах.

осадков для тех же мест по данным гидрометеорологической сети. Согласно В. Г. Ходакову [259], ледники являются индикатором зоны максимальных осадков. Как показал наш предыдущий анализ (см. п. 6.5), это положение может нарушаться в районах высочайших хребтов (Заалайский хребет) и в высоких широтах Арктики, где ледники развиваются при малых осадках за счет низких температур. Наиболее же строго указанное положение выполняется в субарктическом и умеренном поясах.

Орографическое же воздействие на осадки, а тем более на аккумуляцию так велики, что различия внутри ледниковых систем (табл. 19) превышают различия между соответствующими (наветренными или подветренными) районами (макросклонами) разных систем. На эту закономерность мы указывали при сравнении оледенения Альп и Кавказа [190].

Таблица 19

Различие в аккумуляции снега и твердых осадках между наветренными и подветренными перифериями ледниковых систем

Ледниковая система	Различие в абсолютных величинах, г/см² и см		Горизонтальные градиенты, мм/км	
	в аккумуляции снега	в твердых осадках	аккумуляции	твердых осадков
Земля Франца-Иосифа	20	24	0,9	1,1
Новая Земля	60	60	2,5	2,5
Северная Земля	12	14	0,4	0,5
Полярный Урал	100	62	10	6,2
Путорана	160	73	13	5,9
Орулган	40	27	5,0	3,3
Хребет Черского	70	50	3,5	2,5
Сунтар-Хаята	30	21	5,0	3,3
Корякское нагорье	200	130	14	9,3
Срединный хребет	170	120	34	24
Кроноцкий полуостров	200	140	22	16
Центральный Алтай	300	215	9,4	6,7
Южный Алтай	120	86	7,5	5,4
Восточный Алтай	150	94	21	13
Кузнецкий Алатау	100	45	17	7,7
Восточный Саян	300	200	7,0	4,7
Кодар	80	53	16	11
Большой Кавказ	350	250	22	16
Западный Тянь-Шань	120	80	10	6,7
Северный и Внутренний Тянь-Шань	325	240	5,8	4,3
Гиссаро-Алай	260	186	32	23
Памир	330	254	10	7,7

Итак, горизонтальный «плювиометрический» градиент лишь на один-два порядка уступает вертикальному, в то время как горизонтальная протяженность горных систем также на два порядка больше вертикальной. Следовательно, горизонтальный градиент осадков и аккумуляции имеет не меньшее значение, чем вертикальный, даже если последний считать независимым от горизонтальных различий. Величина различий между наветренными и подветренными перифериями ледниковых систем растет вместе с высотой подстилающих горных массивов (рис. 31), которая может считаться одновременно и показателем компактности этих горных массивов. Исключением в последнем отношении являются одиночные вулканические конусы. Горизонтальные градиенты уменьшаются вместе с изменением отношения поперечного размера горных систем к продольному, о чем можно судить по превышению градиентов на Срединном хребте, Большом Кавказе и Гиссаро-Алае над градиентами на Памире (см. табл. 19). Горизонтальные градиенты растут также с усложнением горной системы [98]. Указанные дополнительные факторы, определяющие горизонтальные градиенты аккумуляции и осадков, приводят к большому разбросу их зависимостей от одного фактора — высоты, как это видно на рис. 31.

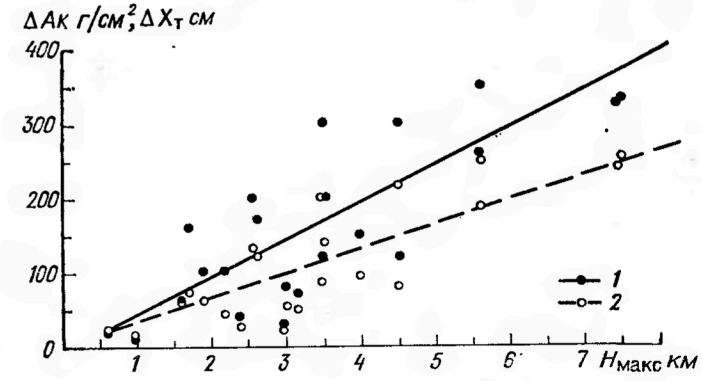


Рис. 31. Зависимость различий в интенсивности питания наветренных и подветренных краев ледниковых систем от высоты горных массивов $H_{макс}$.

1 — различия в аккумуляции $\Delta A_к$, *2* — различия в твердых осадках $\Delta X_т$.

Естественно предположить, что градиенты осадков, а вследствие этого и аккумуляции, направлены навстречу потокам влаги. С учетом такого предположения становится возможным по направлению градиентов аккумуляции и твердых осадков судить об источниках питания ледниковых систем и даже о направлении переноса влаги в атмосфере там, где недостаточно густая сеть аэрологических станций.

Общим для всех ледниковых систем умеренного пояса и южного горного обрамления является преобладание западной составляющей градиентов аккумуляции и твердых осадков, а значит и питание атлантической влагой. Обращенный к югу в сторону Индийского океана градиент отсутствует даже на востоке

Памира, и следовательно, роль этого океана в питании твердыми осадками даже здесь является подчиненной, чего и следовало ожидать при зимне-весеннем питании ледников этой системы. В субарктической зоне западное направление имеет градиенты аккумуляции на Полярном Урале, Путоране, Орулгане. Градиент же аккумуляции и твердых осадков в хребтах Черского и Сунтар-Хаята обращен к югу, и следовательно, эти ледниковые системы питаются влагой с окраинных морей Тихого океана — Охотского и более южных. В ледниковых системах Корякского нагорья и Камчатки градиент направлен к востоку, в сторону Тихого океана и Берингова моря. С этими результатами в хорошем согласии находятся данные о распределении ледников по экспозициям, уже приводившиеся нами ранее (см. рис. 19). Заметим, что на Северо-Востоке СССР слой эффективного переноса влаги располагается на высотах 1300—2200 м летом и 2500—3300 м зимой [234], т. е. близок к ледниковой зоне, что повышает ее индикационную роль.

Выделение источников питания ледников позволяет уточнить западную границу тихоокеанского питания влагой. На Северо-Востоке СССР она проходит, по-видимому, по водоразделу рек Яны и Индигирки и далее на юг по хребтам Скалистому и Сетте-Дабану (рис. 32).

Относительно ее положения дальше к югу по гляциологическим данным можно лишь утверждать, что она проходит восточнее Кодара. Повышение на Кодаре границы питания по сравнению с Камчаткой, рассматривавшееся как внутренняя закономерность тихоокеанской гляциологической провинции [209], в действительности связано с повышением летних температур в глубь континента и иссушением не столько тихоокеанских, сколько атлантических воздушных масс.

Указанное положение влагораздела между океанами находит подтверждение в распределении по экспозициям снежников среднегорья [197]. Снежники располагаются, как правило, на подветренных склонах, и смена их ориентировки свидетельствует о смене направления преобладающих ветров. К западу от указанной выше границы преобладают снежники, ориентированные на восточную половину горизонта, а к востоку от нее — на западную (рис. 32).

Предполагаемое нами положение границы осадков тихоокеанского происхождения отличается от прежних оценок. До сих пор климатологи помещали границу восточнее, вдоль хребта Гыдан [11, 278], хотя на циркуляционных схемах прослеживались траектории циклонов, направленные с Охотского моря в бассейны Индигирки и Колымы [126]. Г. Н. Витвицкий в работе [43] пишет о преобладании атлантических осадков по всему Дальнему Востоку на основе данных о влагопереносе в Якутске, Чите и Хабаровске при «осадконесущих» циркуляционных механизмах. Однако данные по Якутску и Чите не противоречат предлагаемому нами представлению о границе. Хабаровск находится

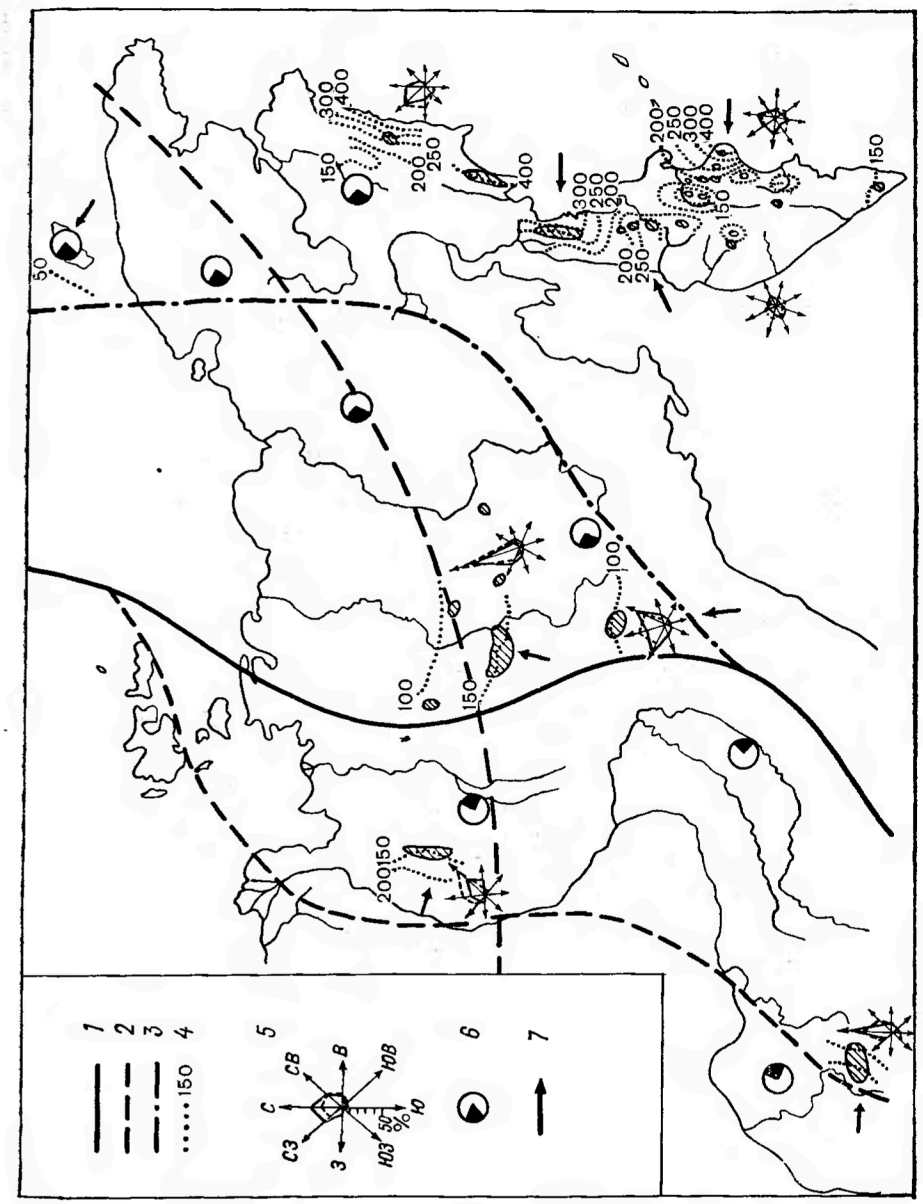


Рис. 32. Преобладающие направления поступления влаги в ледниковые системы Северо-Востока СССР. *1* — граница преобладания атлантического и тихоокеанского питания; *2* — граница, по В. С. Преображенскому [209]; *3* — граница, по Б. П. Алисову; *4* — аккумуляция на высоте границы питания, г/см²; *5* — распределение ледников по экспозициям (сплошные линии — площади ледников, пунктирные — число ледников); *6* — преимущественная ориентировка снежников, по Н. И. Осокину [197]; *7* — направление переноса влаги, питающей ледники.

вне рассмотренных нами районов, а южные ветры там, так же как и восточные, приносят тихоокеанскую влагу [234]. С другой стороны, прежде Г. Н. Витвицкий [44] на основе данных об обильных осадках в горах Северо-Востока [126] относил границу муссонного климата до Лены, включив в зону тихоокеанского влияния Верхоянский хребет и Забайкалье вместе с Орулганом и Кодаром. Оба эти представления нашли отражение при гляциологическом районировании, которое рассмотрим ниже.

Приблизительно на том же меридиане проходит граница атлантического и тихоокеанского питания и в арктическом поясе. В ледниковых системах Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли градиент аккумуляции направлен в сторону Атлантики. На о. Врангеля же аккумуляция и твердые осадки больше, чем на о-вах Де-Лонга, да и снежники имеют такую же ориентировку, как и в других областях, питаемых тихоокеанской влагой, т. е. преимущественно на подветренную здесь западную сторону (см. рис. 32). Приводимые здесь данные свидетельствуют о положении границы межокеанского влагораздела в районе о-вов Де-Лонга. Расчетные точки поля аккумуляции для открытого моря, полученные наложением базисных полей, свидетельствуют о переносе тихоокеанской влаги не столько с востока через Берингов пролив, сколько с юга через всю Северо-Восточную Азию.

Обращает внимание изменение на противоположное направления градиента аккумуляции и твердых осадков во Внутреннем Тянь-Шане. Оно может свидетельствовать о преобладании при выпадении осадков юго-восточного переноса над северо-западным в бассейнах Каинды, Южного Иныльчека, Акшийрака и Кокшаала. Возможно, эти осадки также тихоокеанского происхождения, из влаги, перенесенной через Китай. Вывод подтверждается морфологией снежных надувов и карнизов. Отметим его практическое значение для аэрологически неизученного района в связи с продолжающимися атомными испытаниями в атмосфере Китая.

Влагоперенос над территорией СССР оказалось возможным восстановить по аэрологическим данным 110 станций [154], из которых только 30 расположено относительно близко к ледниковым районам. Следовательно, прямая информация имеется по сети, в сто раз менее плотной, чем гляциологическая сеть, дающая косвенные указания. В зимний период направление результирующих потоков влаги по аэрологическим данным находится в прекрасном соответствии с направлением градиентов в полях аккумуляции как в Средней Азии, так и в районе межокеанического влагораздела на Северо-Востоке СССР. В летний же период западная составляющая преобладает над всей территорией СССР, в том числе и на Северо-Востоке. Это свидетельствует, во-первых, о более существенной, чем считалось ранее, роли зимнего питания в режиме ледников Северо-Востока и, во-вторых, о смещении границы суммарного влагопереноса на восток по сравнению с границей влагопереноса при выпадении осадков. По-видимому,

тихоокеанские массы, менее удалившиеся от океана, легче отдают здесь осадки.

Данные Л. П. Кузнецовой [154] свидетельствуют, что слой максимального влагопереноса близок к ледниковой зоне не только на Северо-Востоке, но и во всей Субарктике, где максимум зимой приходится на 0—1000 м, а летом на 1500—3000 м, и в поясе южного горного обрамления, где максимум зимой отмечается на высотах 3000—4000 м, а летом на 4000—5000 м. Поле аккумуляции отражает перенос влаги в этом слое и выше,— осадки за счет предвосхождений и обтекания гор сверху [98].

Следующей по масштабу закономерностью поля градиентов аккумуляции является отклонение их направления в сторону климатических фронтов. В поле аккумуляции ясно выражен гребень между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей, соответствующий положению арктического климатологического фронта, по В. Ю. Визе [35]. С осадками, приносимыми западными и северо-западными вторжениями, связаны соответствующие направления градиентов аккумуляции в Кодаре, на стыке Восточного и Западного Саян, в Восточном и Центральном Алтае, Джунгарском Алатау, Тянь-Шане. Однако в полях аккумуляции Восточного Саяна, Южного и Центрального Алтая, Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня отражаются также и юго-западные вторжения. Ведущими в питании ледников Кавказа, Гиссаро-Алая и Памира, судя по направлениям градиентов аккумуляции, служат юго-западные вторжения. В Гиссаро-Алае искажение потоков воздуха рельефом в слое ниже 5 км приводит к смещению юго-западного градиента аккумуляции почти до южного.

Вдоль по потокам влаги уменьшаются абсолютные величины аккумуляции в сравнимых частях ледниковых систем. В атлантических потоках аккумуляция на наветренных сторонах ледниковых систем убывает в арктической зоне (от Новой Земли к Северной Земле) от 100 до 25 г/см² (градиент 0,6 мм/км), в субарктической зоне (от Полярного Урала к Орулгану) от 250 до 150 г/см² (градиент 0,4 мм/км), в умеренной зоне (от Алтая к Кодару) от 400 до 200 г/см² (градиент 0,9 мм/км). В зоне южного горного обрамления (от Западного Кавказа до западных районов Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау) аккумуляция снижается от 400 до 250 г/см² (градиент около 0,6 мм/км). Как видно, различия между наиболее удаленными ледниковыми системами того же порядка, что и внутри них, а градиенты аккумуляции и твердых осадков между системами на один или два порядка меньше, чем внутри них.

В тихоокеанском влагопотоке на наветренных сторонах ледниковых систем аккумуляции от Корякского нагорья к хребту Черского снижается от 350 до 150 г/см². Градиент между системами составляет 1,5 мм/км, т. е. в два раза больше, чем в атлантическом потоке влаги. На это различие, без количественной оценки градиентов, обращал внимание В. Г. Ходаков [255]. По-видимому, оно обусловлено гористым характером местности на Даль-

нем Востоке, способствующим быстрому иссушению воздушного потока за счет осадков в струях воздуха с вертикальной составляющей. Так же быстро иссушается атлантический влагопоток между Саянами и Кодаром.

Иссушение влагопотоков приводит к тому, что в районе границы между тихоокеанским и атлантическим влагопотоками осадки и аккумуляция минимальны. Именно поэтому В. Г. Ходаков и Г. П. Моисеева [261] полагали, что эта граница проходит через хребет Черского. Построенное нами поле аккумуляции позволило отнести эти горы целиком к областям тихоокеанского питания. С нашей границей межокеанского влагораздела совпадает также область минимума суммарного (независимо от направления) влагопереноса как зимой, так и летом, как это видно на рис. 5 в работе Л. П. Кузнецовой [154].

Еще одной макрозакономерностью является повышение абсолютных величин твердых осадков и аккумуляции в ледниковой зоне с севера на юг в связи с увеличением влагосодержания в более теплых воздушных массах. Эта закономерность выражена в пределах арктической и субарктической зон и при переходе от субарктической зоны к умеренной. Очевидно, именно здесь влагосодержание является лимитирующим фактором. При переходе же от умеренного пояса к южному горному обрамлению и внутри этих двух зон роста аккумуляции к югу уже не наблюдается. Величина аккумуляции зависит здесь, очевидно, главным образом от направления и скорости ветров, а также от величины возмущения, вносимого в их поле горными массивами.

Наконец, на карте для СССР в целом выделяется повышенная аккумуляция в «новооткрытых» ледниковых системах о. Врангеля, Путораны, Чукотки, Кузнецкого Алатау, Малого Кавказа, где само отнесение снежно-ледовых образований к ледникам является спорным. Нам представляется верным определение ледников как «потоков льда атмосферного происхождения, принявших обусловленные движением форму и строение...» [283]. Форма же и строение большинства указанных образований не обусловлена движением, судя по отсутствию деления на области аккумуляции и абляции. Следовало бы добавить к этому определению для ясности «...обусловленные движением форму и строение, что приводит к разделению областей питания и расхода». Очевидно, что эти «переходные к снежникам» [280] формы оледенения сохраняются при большей концентрации снега, чем более крупные, отсутствующие здесь ледники. Такие ледниковые системы, включающие лишь близкие к снежникам формы ледников, можно условно назвать «снежниковыми».

Коэффициент концентрации в снежниковых системах мы определили исходя из допущения, что количество твердых осадков на их наветренных сторонах может быть проинтерполировано по данным соседних ледниковых систем. Такая интерполяция оказалась возможной для Путораны и Кузнецкого Алатау, где коэффициент концентрации в обоих случаях равен 2,2. Этот коэффициент затем был применен для всего поля твердых осадков в этих ледниковых системах, а также в ледниковых системах о. Врангеля, Чукотки и Малого Кавказа. Результаты представлены на рис. 30.

8.3. Мезомасштабные закономерности питания ледников и переноса влаги в условиях сложной орографии. Струи влагопереноса

Мезомасштабные контрасты аккумуляции и осадков вызываются поперечными к потокам влаги хребтами, создающими внутренние границы в пределах ледниковых систем. Такой контраст по разные стороны горного хребта хорошо выражен, например, в западной и центральной частях Водораздельного Кавказского хребта, преграждающего влагоперенос с юго-запада (рис. 33), причем к востоку от верховьев Ардона эта роль переходит к Боковому хребту. Различия в аккумуляции по разные стороны хребта достигают 150 г/см^2 на западе и 100 г/см^2 в центре, а в твердых осадках соответственно 100 и 70 см. Оно отмечалось и снегосъемками [84]. Горизонтальный градиент при пересечении этого хребта достигает 50 мм/км. Линия Водораздельного, а затем Бокового хребта является поэтому естественной границей между внутренними районами в пределах Большого Кавказа и справедливо рассматривается В. Д. Пановым как единый Главный хребет [202].

Подобную же роль по отношению к юго-западному переносу влаги на Алтае играет высокая восточная часть Катунского хребта вокруг Белухи и в меньшей степени — высокая часть Северо-Чуйского хребта (рис. 34). Более низкие части этих хребтов такого препятствия не образуют. Однако, как показали поля аккумуляции на высоте границы сезонного снега 17 июня 1971 г., (см. рис. 14 *а*), построенные по космическим снимкам Г. Т. Добровольского, В. Н. Волкова и В. И. Пацаева [58], даже северные отроги Катунского хребта создают существенное препятствие влагопотоку с запада вдоль долины северного колена Катуни, что приводит к заметным различиям в аккумуляции на наветренных и подветренных склонах этих отрогов, например на водоразделах Акчона и Курагана, Курагана и Кучерлы.

На Кавказе, где благодаря сильным ветрам метелевый перенос интенсивнее, хребты, вытянутые в меридиональном направлении, отличаются повышенной аккумуляцией с подветренной стороны [84, 239].

На Тянь-Шане (рис. 35) значительны различия в аккумуляции и твердых осадках на разных макросклонах Таласского и особенно Ферганского хребтов, стоящих на пути юго-западных влагопотоков, и хребтов Киргизского, Терскей-Алатау, Сарыджазского и Тенгри-Таг, стоящих на пути северных и северо-западных вторжений. Во многих случаях (Ферганский хребет, например) максимум аккумуляции за счет продолжения за хребет

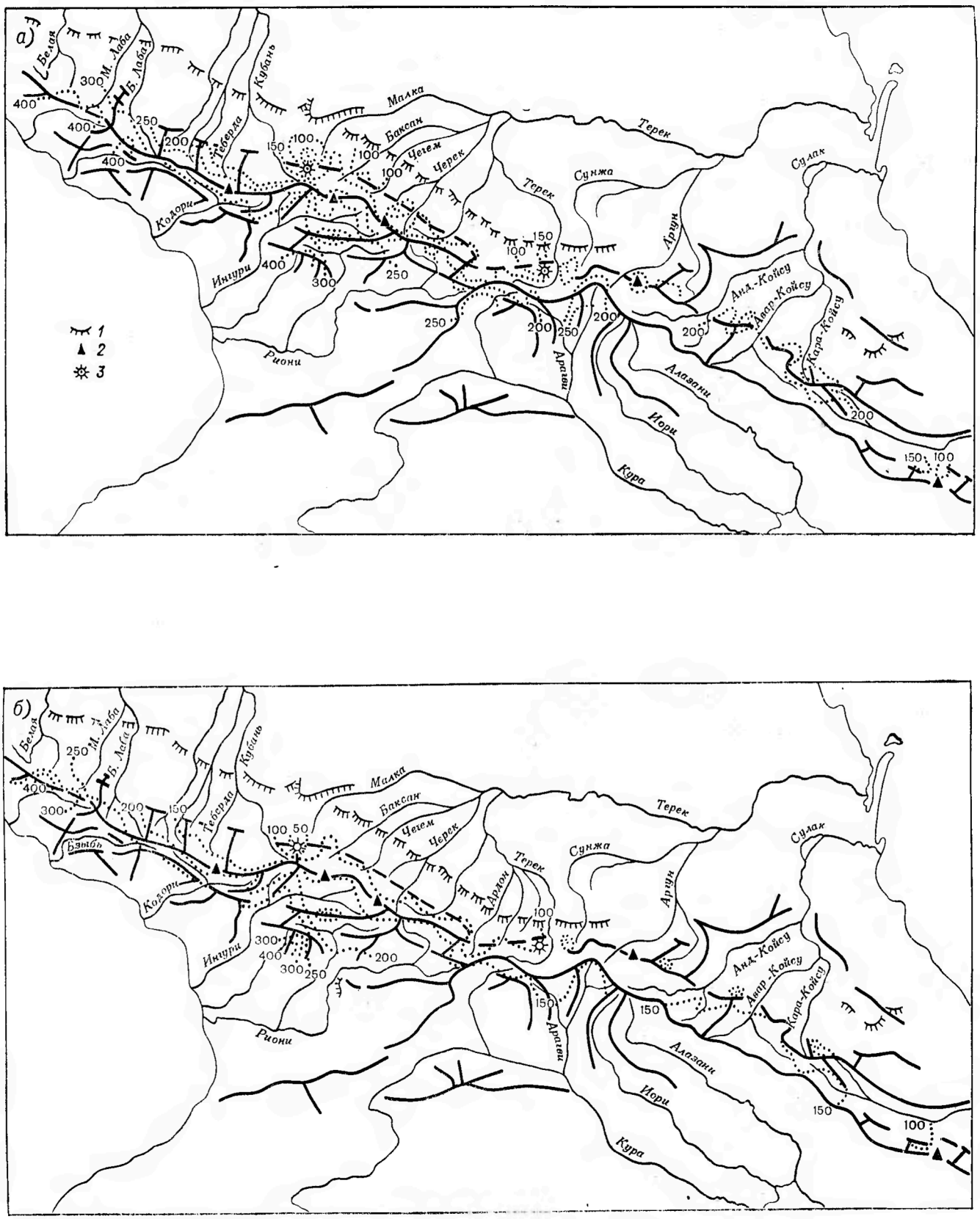
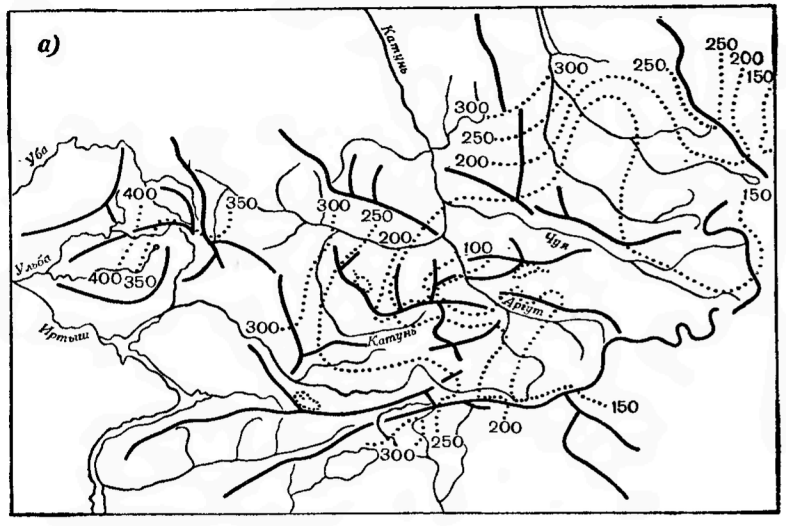


Рис. 33. Поля аккумуляции (г/см²) (*а*), по А. М. Тареевой, и твердых осадков (см) (*б*) на высоте границы питания ледников в ледниковой системе Большого Кавказа.

1 — куэсты Скалистого хребта; *2* — вершины; *3* — молодые вулканы.



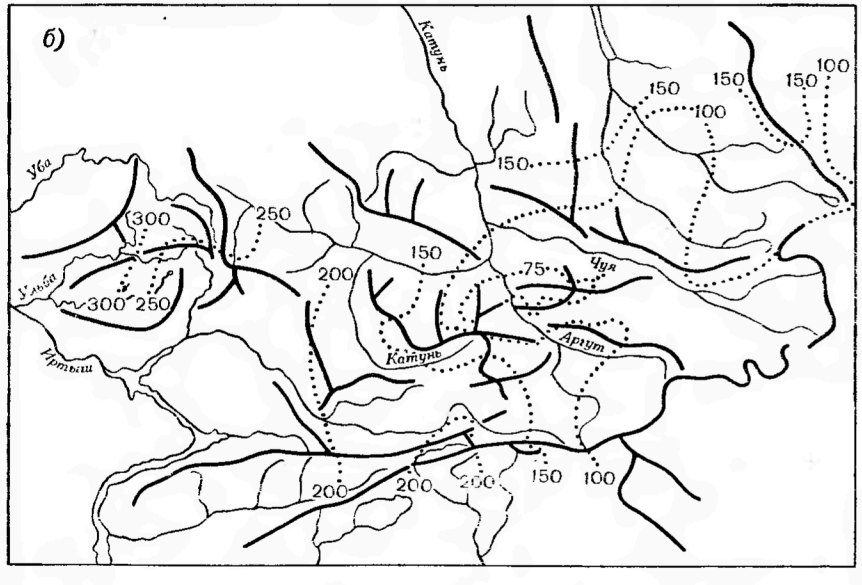


Рис. 34. Поля аккумуляции (г/см²) (*а*) и твердых осадков (см) (*б*) на высоте границы питания ледников в ледниковых системах Алтая.

восходящего потока и метелевого переноса оказывается в пригребневой части хребта, но с удалением от гребня аккумуляции быстро снижается, как это было описано для осадков О. А. Дроздовым и А. С. Григорьевой [98, 99]. Различия в аккумуляции на разных макросклонах Ферганского хребта превышает 100 г/см²; на макросклонах остальных хребтов составляют несколько десятков граммов на квадратный сантиметр.

В Гиссаро-Алае (рис. 35) наибольшее препятствие для южного переноса влаги создает первый на ее пути Гиссарский хребет, вызывающий перепад в аккумуляции около 80 г/см². Для северного переноса ту же роль играет восточная часть Алайского хребта. На Памире новое, почти непреодолимое для потока влаги с севера препятствие создает Заалайский хребет. Перепад аккумуляции на нем составляет около 60—80 г/см², благодаря чему хребет образует не только орографическую, но и климатическую северную границу Памира. В Центральном Памире на пути западных и юго-западных потоков влаги стоят хребты Академии Наук и Кызкурганский. Как показывают построенные нами поля, именно второй, хотя и более низкий, но лишенный широких перевалов хребет создает региональный климатический барьер, за которым аккумуляция резко (с разрывом, как и за Заалайским хребтом) снижается на 50 г/см².

Следующей важной особенностью полей аккумуляции является их струйный характер, отражающий гидродинамику влажных воздушных потоков над сложным горным рельефом. В горных системах струи (гребни повышенной аккумуляции) приурочены к открытым для влажных потоков горным долинам.

Особенно хорошо эта струйная структура выражена на Памире [145]. Наиболее сильные струи направлены с юго-запада на северо-восток, вдоль долин Ванча, Язгулема, Бартанга, Гунта. Особенно сильны бартангская и ванчская струи, которые продолжают воздушные потоки вдоль долин Шивы и Пянджа из Афганистана. Бартангская струя продолжается вверх по Кударе и проникает в долину Кокджар, где видно сгущение растительности на космическом снимке [309], что отражается и в этимологии гидронима Кокджар («кок»— зеленый). Ванчская струя питает ледники в верховьях долины (РГО, Медвежий, Абдукагор), а затем через перевалы Кашалаяк, Академии Наук и Абдукагор проникает в бассейн ледника Федченко, питая вместе с язгулемской струей этот крупнейший в стране горный ледник. Именно наличием подводящих влагу каналов с юго-запада и объясняется существование именно здесь, за хребтом Академии Наук, этого крупнейшего ледника. Наблюдатели на леднике Федченко видели ежегодно тучи бабочек, которые переносятся летом по нескольку дней непрерывно из долины Ванча в теплых струях воздуха через перевал Кашалаяк и дальше вниз по леднику [235]. Западные струи — по Обихингоу и Муксу — более слабые.

Подобные же, направленные с юга и юго-запада струи отмечаются и в Гиссаро-Алае [221] вдоль долин Туполанга, Варзоба,

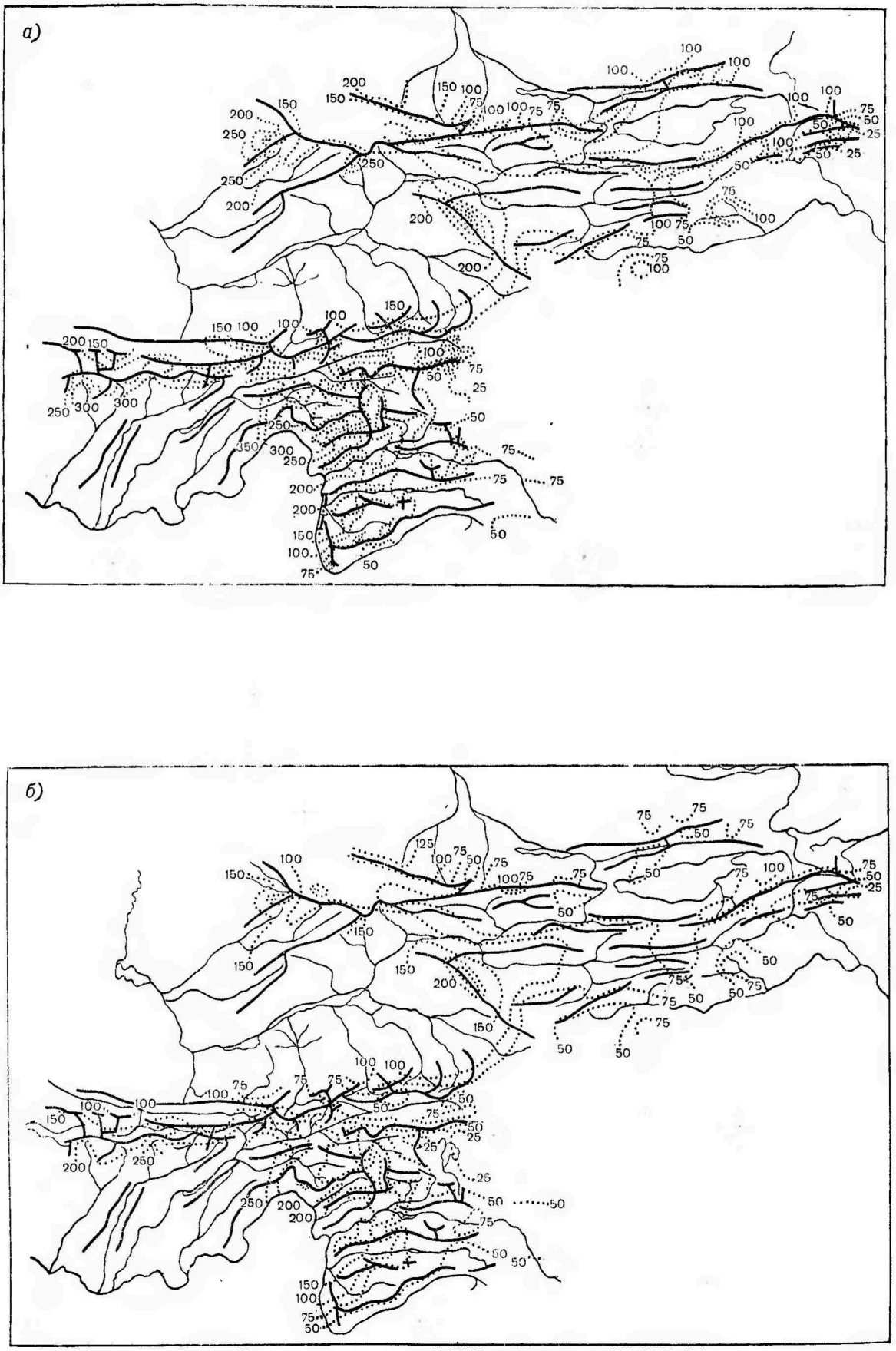


Рис. 35. Поля аккумуляции (г/см²) (*а*) и твердых осадков (см) (*б*) на высоте границы питания ледников в леднниковых системах Средней Азии.

Сорбога, Сурхоба. Если сурхобская струя запирается отрогами Заалайского и Алайского хребтов в Ляхшских воротах, то варзобская и сорбогская струи продолжаются, подобно ванчской струе, дальше за высокими перевалами. Варзобская струя через Анзобский перевал проникает в долину Ягноба и, подпруженная Зеравшанским хребтом, поворачивает вверх по Ягнобу. Сорбогская струя, преодолев отроги Гиссарского и Зеравшанского хребтов, питает с юго-запада крупнейший Зеравшанский ледник. Его питание с юго-запада подтверждается облачными струями на космических снимках.

К тем же выводам приводит сопоставление осадков на метеостанциях Памиро-Алая с направлением потоков на карте AT_{500}. Выполнившая этот анализ В. С. Зиявитдинова [114, с.15] пришла к следующим выводам: 1) наибольшее количество осадков на станциях Памиро-Алая во все сезоны года связано с комбинациями юго-западных и западных потоков; 2) напротив, наименьшее количество осадков наблюдается при потоках северной и восточной четверти горизонта.

На Тянь-Шане западные и юго-западные струи влаги отражаются на поле аккумуляции по долинам Пскема и Арыси, в Джунгарском Алатау (рис. 36) — по долинам Каратала и Усека[1], на Алтае — по долинам Бухтармы и Берели, в Восточном Саяне — по долинам Казыра (но не Кизира) и Хамсары, на Кавказе [239] — по долинам Кодори, Ненскры (на продолжении нижней Ингури), Лиахвы, Пшавской Арагвы. В долинах Кавказа, открытых к северу, такие гребни в поле аккумуляции отсутствуют, что доказывает их связь с повышенным увлажнением в юго-западных потоках влаги, а не просто с упомянутым выше снижением осредненной границы питания вместе со снижением гор.

Интенсивность влажных струй в обращенных к влагопотокам долинах определяется, во-первых, открытостью входов в эти долины и, во-вторых, прямизной самих долин. Уже упоминавшийся открытый подход вдоль Пянджа и прямизна долины объясняют особую интенсивность ванчской струи. Слабость же струи по Обихингоу и меньшие размеры ледника Гармо, по сравнению с ледником Федченко, объясняются множественностью поворотов этой долины. Прямизной долины Пскема и извилистостью долины Чаткала объясняется наличие струи влаги (гребня в поле аккумуляции) в первой из них и отсутствие во второй. Пик аккумуляции в северо-восточном углу Чаткальской долины объясняется, по-видимому, приносом влаги с юга по долине Карасу с переваливанием ее через гребень.

Струи влаги отсутствуют в верховьях долин Бзыби и Чхалты, не имеющих открытого выхода, а струя из низовьев Ингури не

[1] О повышенном увлажнении долин Каратала и в особенности его притока Коры свидетельствуют высокие модули стока (20—30 л/(с·км²)) по сравнению с бассейнами такой же площади в верховьях Лепсы, Баскана, Саркана (8—15 л/(с·км²)).

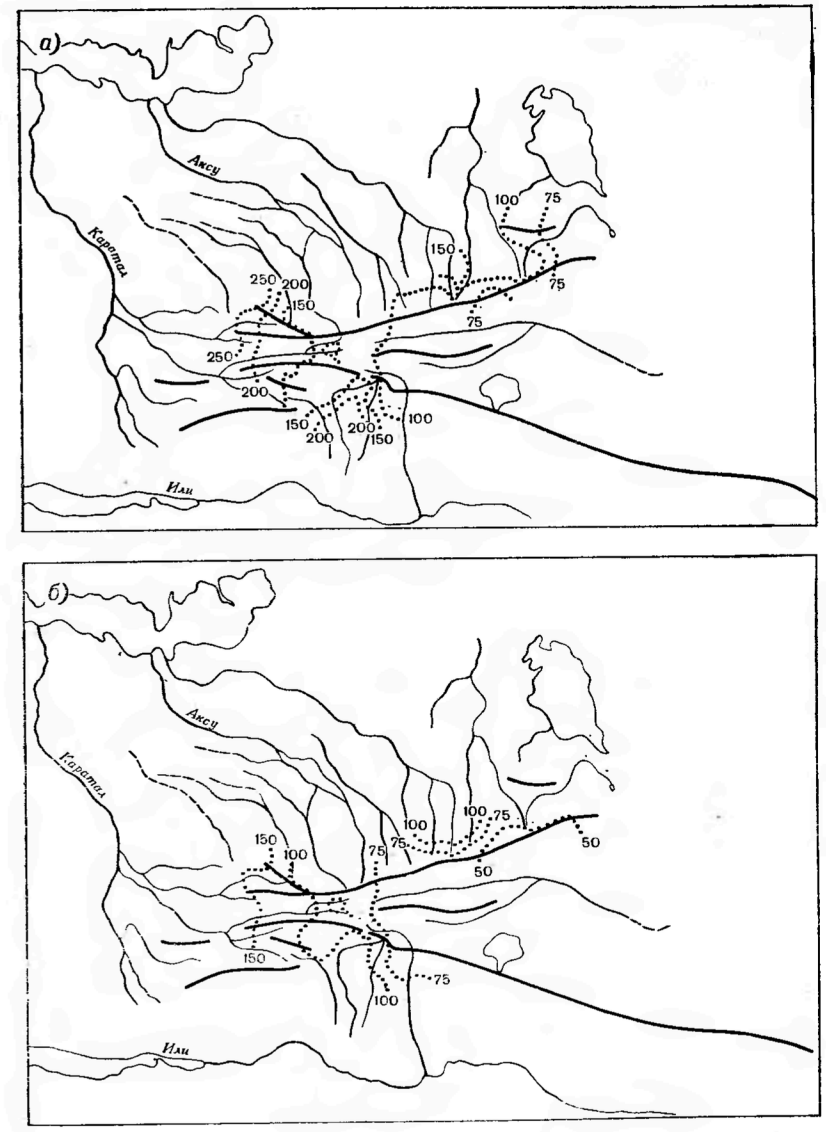


Рис. 36. Поля аккумуляции (г/см²) (*а*) и твердых осадков (см) (*б*) на высоте границы питания ледников в ледниковой системе Джунгарского Алатау.

сворачивает на восток вместе с долиной этой реки в среднем и верхнем течении, а продолжается по прямой вдоль ее притока Ненскры так же, как бартангская струя вдоль Кудары, оставляя относительно сухими соответственно Верхнюю Сванетию и бассейн Сарезского озера. Относительная сухость верховий Кизира по сравнению с Казыром в Восточном Саяне объясняется коленом в русле первого. В верховьях долин, в особенности за многими поворотами, возникают защищенные горами особенно сухие участки. Таковы верховья Кубани на Кавказе, Сауксая и левых притоков Баляндкиика на Памире.

Те же закономерности повторяются в малых масштабах. Геоботанические исследования, выполненные студенткой МГУ А. А. Савич в верховьях Ванча, показали, что низовья долин Абдукагор и Дустироз лучше увлажнены, чем долина Хирсдары, укрытая от влажного потока вдоль долины Ванча за двумя поворотами.

Влажные струи проникают не только вдоль долин, но и через широкие перевалы. Большинство таких перевалов используются как дороги. Поэтому верным оказывается правило: «где дорога, там осадки». На Кавказе к районам непосредственно за перевалами приурочены максимумы аккумуляции, превышающие 450 г/см². Таковы истоки р. Киша, истоки р. Уруштен за перевалом Псеашхо, истоки р. Малая Лаба за перевалом Ашиха, истоки р. Большая Лаба за перевалом Санчаро [239].

Мы уже говорили о прорыве влажных струй через Анзобский перевал в Гиссарском хребте и перевалы в хребте Академии Наук. Повышенная аккумуляция получается по расчетам за перевалом Кызыларт в Заалайском хребте. По-видимому, Памирский тракт — единственное место, где значительные влажные массы переваливают этот сплошной хребет. Бóльшая же их часть обезвоживается перед этим хребтом, чем объясняется пояс повышенной аккумуляции в его северных отрогах (см. рис. 36). Участки повышенной аккумуляции отмечаются за перевалами Туя-Ашу и Барскаун в Киргизском хребте и хребте Терскей-Алатау.

На гористых морских побережьях роль направляющих потоков влаги могут, вместо долин, играть морские проливы и заливы. На Новой Земле — это Крестовая губа и Маточкин Шар, в Корякском нагорье — бухта Анастасии (рис. 37). В последнем случае поток влаги через залив направляется в широкую долину Ильпивеем, продолжаясь по прямой в столь же широкой долине ее левого притока, оставив в стороне среднее и верхнее колена основной реки. Повышенная аккумуляция на ледниках на склоне долины притока, возможно, диагностирует положение основной древней долины, впоследствии ставшей долиной притока в результате перехватов в ходе перестройки гидрографической сети.

На продолжении казалось бы иссякших влажных струй можно наблюдать их «регенерацию» на склонах горных хребтов или в сужениях долин. Это явление подобно регенерации осадков на

наветренных сторонах расположенных вдоль потока океанической влаги горных систем (таких, как Кавказ и Тянь-Шань) с пустынями между ними. Таковы пятна повышенной аккумуляции в районе конца ледника Федченко, на хребте Музкол на Памире, в низовьях рек Инылчек и Куйлю во Внутреннем Тянь-Шане перед отрогами Тенгри-Тага, в Северо-Чуйском хребте на Алтае.

Распределение аккумуляции на ледниках свидетельствует, что уже при подходе к крупным горным системам воздушные

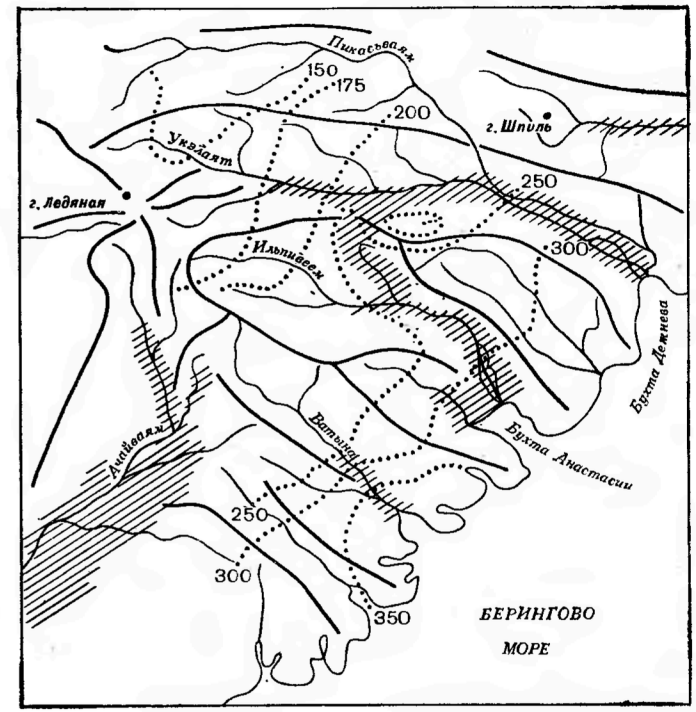


Рис. 37. Поле аккумуляции (г/см²) на высоте границы питания ледников в ледниковой системе Корякского нагорья.

Заштрихованы широкие (троговые) долины.

влагонесущие потоки разделяются на струи увалами предгорий. Такова по-видимому, роль хребта Каратау и Чу-Илийских гор, примыкающих под косым углом к северной передовой стене Тянь-Шаня. Максимумы степени оледенения и аккумуляции на высоте границы питания располагаются по сторонам этих отрогов. В местах же примыкания отрогов аккумуляция снижается. Снижается и степень оледенения, несмотря на благоприятную орографию в узлах гор. По-видимому, сходное явление наблюдается на Камчатке при подходе влаги с Тихого океана. Роль разделителя потоков воздуха, возможно через воздействие на морские течения,

играют Командорские острова. Воздушной струей севернее их можно объяснить сильное оледенение и повышенную аккумуляцию в Срединном хребте напротив Карагинского залива.

В целом рассмотрение мезомасштабных особенностей поля аккумуляции позволяет сделать вывод о чрезвычайно большом значении горизонтальных изменений. Это лишает смысла построение зависимостей осадков от высоты вне одного склона. Количество осадков, кроме того, не столько зависит от условий (в том числе и высоты) в данном месте, сколько сложным образом отражает все поле рельефа горной страны, в том числе и вдали от места выпадения осадков.

Представляют интерес попытки факторного анализа зависимости осадков в точке от нескольких показателей рельефа [60, 61, 114]. Они выяснили, например, более тесную корреляцию годовых сумм осадков с удаленностью от тыловых гребней, замыкающих долину в верховьях, чем с высотой рельефа, и рост повторяемости, а значит и количества осадков с уменьшением коэффициента защищенности K:

$$K = \frac{X}{L}\,\frac{\Delta H}{H}\,\frac{h}{s}, \qquad (8.1)$$

где X — удаление станции от границы горной системы; L — протяженность всей горной системы; ΔH — максимальное превышение хребтов над станцией в направлении потока; H — высота гор, экранирующих станцию в данном направлении; h — глубина долины; s — ширина долины или котловины, где расположена станция, взятая между гребнями. Как видно, абсолютная высота станции в этот показатель [114] вообще не входит.

Противоположный вывод о большей важности превышения, чем расстояния вдоль долины, для осадков в долине Малой Алмаатинки [60] был сделан для одного склона хребта. Переход же от долины к долине, безусловно, важнее влияния высоты, даже в пределах относительно ограниченных районов. Следовало бы рассмотреть возможность дополнения факторного анализа использованием подобия полей аккумуляции в сходных по морфологии долинах для переноса этих полей из изученных в неизученные бассейны без «разложения» на отдельные факторы.

8.4. Сопоставление полей аккумуляции и твердых осадков с данными наблюдений и прежними расчетами

Контроль полученных результатов данными полевых наблюдений проведен по независимым данным, не использованным при выводе формул (5.2) и (5.3). Для Земли Франца-Иосифа такими независимыми данными являются результаты измерений аккумуляции во время экспедиций Арктического института, выполненные Н. В. Черепановым весной 1949 г. и Л. С. Говорухой весной 1960 г. [71], а также данные снегомерных съемок, проведенных Институтом географии АН СССР весной 1958, 1959 и 1961 гг., [192]. Результаты сопоставлены (табл. 20) с расчетным полем аккумуляции, равной на больших куполах твердым осадкам (см. п. 8.1). Аккумуляция же на малых куполах исправлялась с учетом коэффициента ветрового сноса, равного 0,7.

Таблица 20

Сопоставленне аккумуляцни на Земле Франца-Иосифа, измеренной и рассчитанной по полю

Место и время измерения	Аккумуляция, г/см²		Расхождение, %
	измеренная	снятая с карты	
Вершина купола о. Сальм, 1949 г.	55	45	−18
Вершина купола о. Ли-Смита, 1949 г.	35 [1]	39	+11
Вершина купола о. Нансена, 1949 г.	35 [1]	37	+6
Вершины 5 куполов на Земле Георга, 1949 г.	34	40	+16
Вершина купола на Земле Вильчека, 1949 г.	35	30	−14
Вершина купола на о. Рудольфа, 1960 г.	30	29	−3
Купол Чюрлёниса и ледник Седова, о. Гукера, 1958 и 1959 гг.	35	39	+11
Купол Джексона, о. Гукера, 1959 г.	41	41	0
Купол Гидрографов, о. Хейса, 1958, 1959, 1960 гг.	30 [1]	35	+17
Купол Лунный, Земля Александры, 1961 г.	40	38	−5
Купол Ветренный, о. Греэм-Белл, 1961 г.	50	35	−30

[1] С поправкой на ветровой снос.

При сравнении результатов применения изложенной выше методики с данными полевых измерений [71, 192] обнаружено систематическое занижение аккумуляции на юго-востоке архипелага (о Сальм, о. Греэм-Белл). Оно явилось следствием отсутствия там измерений температуры воздуха. На рис. 29 и 30 мы внесли соответствующую поправку. Ее введение делает более выраженной асимметрию питания оледенения Земли Франца-Иосифа за счет юго-восточных ветров.

На Северной Земле снегомерные съемки, выполненные Л. С. Говорухой [70], подтвердили наше [142] предположение о росте аккумуляции и твердых осадков на северо-запад по направлению к зимнему положению арктического климатологического фронта. Величина этого роста, судя по снегосъемке, даже выше, чем на рис. 29.

Средняя многолетняя суммарная аккумуляция для всех трех крупнейших ледниковых систем Арктики независимо подсчитана эталонным методом на основе распространения на все оледенение детальных сведений, полученных на репрезентативных ледниках [70, 192, 193]. Результаты сопоставлены с подсчетами

суммарной аккумуляции путем планиметрирования площади ледников между изолиниями равной аккумуляции (табл. 21). Эталонный метод дает меньшую аккумуляцию, чем расчет по высоте границы питания: на Земле Франца-Иосифа на 10 %, на Новой Земле на 20 %, на Северной Земле на 40 %. Возможно, это связано, помимо ошибок обоих методов, с уменьшением аккумуляции в последние десятилетия по сравнению со стационарными условиями, что явилось одной из причин сокращения ледников.

Таблица 21

Средний многолетний массообмен в крупных арктических ледниковых системах (1-я строка — расчеты по эталонному методу для периода 1930—1960 гг., 2-я строка — расчеты по высоте границы питания для стационарного состояния оледенения)

Ледниковая система	Аккумуляция, км²		
	осадки	изморозь [1]	всего
Новая Земля	10,7	0,7	11,4
	13,7	0,7	14,4
Земля Франца-Иосифа	3,4	0,4	3,8
	3,7	0,4	4,1
Северная Земля	2,2	0,5	2,7
	3,8	0,5	4,3
Всего	16,3	1,6	17,9
	21,2	1,6	22,8

[1] Масса изморози оценена, исходя из нарастания за год 30 мм на всей поверхности ледников, на основании данных измерений на ледниках Новой Земли [193] и Земли Франца-Иосифа [192].

На ледниках гор Бырранга снегомерная съемка выполнялась дважды — во время экспедиций ААНИИ в июне 1967 г. и ДСО «Спартак» в мае 1972 г. [23]. Средние за два года значения аккумуляции составили на леднике Северном 42 г/см², Толля 34 г/см², Южном 27 г/см². В среднем это дает 34 г/см², что близко к расчетному значению аккумуляции (31 г/см²).

Данные о питании ледников островов Виктории, Ушакова, Де-Лонга и Врангеля отсутствуют.

Отличие распределения твердых осадков на высоте границы питания от поля почти равных им годовых осадков на карте Ц. А. Швер [278] состоит в смещении максимумов на наших картах от высоких внутренних частей островов Новой Земли и Северной Земли, где они оказались на картах Швер благодаря использованию высотных зависимостей, к наветренной периферии островов. Это обусловило выраженность фронтальной зоны на нашей карте. Впервые мы отмечаем мезомасштабные струи повышенного увлажнения вдоль Маточкина Шара и к востоку от Крестовой губы и даем оценку питания навеянных ледников на,

западе (до 110—120 г/см²); абсолютные значения количества осадков в островной Арктике по нашей карте оказались близкими к рассчитанным Швер.

На Бырранге Швер приводит даже значительно большие осадки (60—70 см), чем следует из наших оценок.

На Урале имеются данные измерений аккумуляции на шести ледниках: ИГАН, Обручева, Авсюка, Олений, Медвежий, МГУ [194]. Два из них (ИГАН и Обручева) использованы при выводе расчетных зависимостей. Расхождение расчетных значений для многолетнего периода и измеренных за несколько лет составило —10 % для ледника МГУ, 7 % для ледника Авсюка,— 30 % для ледников Олений и Медвежий. Преуменьшенной оказалась аккумуляция на навеянных присклоновых ледниках. На них и высота границы питания была ниже, чем в среднем для групп, по которым строилось поле. Фактическая аккумуляция на леднике Олений в отдельные годы достигала 360 г/см², что обеспечивает «запас прочности» нашей максимальной оценки для Полярного Урала в 250 г/см². Количество твердых осадков над ледниками на рис. 30 (около 120 см) на 20—30 % превышает годовые осадки в горной полосе по Ц. А. Швер.

Никаких данных измерений аккумуляции на плато Путорана, в хребтах Орулгана и Черского не имеется. Расчетное количество твердых осадков в ледниковой зоне хребта Черского возрастает с севера на юг от 70 до 110 см, что в 2—3 раза выше, чем на карте Швер и по оценке В. Г. Ходакова и Г. П. Моисеевой [261]. Н. К. Клюкин [126] оценивает здесь годовые осадки в 70—75 см.

По нашим расчетам, на хребте Орулган осадки составляют около 100 см, тогда как, по Ц. А. Швер, они равны 65 см, по Н. К. Клюкину, 55 см, по В. Г. Ходакову и Г. П. Моисеевой 50 см. Для Путораны Швер приводит количество осадков до 120 см, превышающее нашу оценку твердых осадков.

В ледниковой зоне Сунтар-Хаята, по нашим расчетам, аккумуляция меняется от 90 до 125 см. Между тем М. М. Корейша [128] по данным снегомерных съемок на леднике № 31 определяет аккумуляцию в 60—70 см. По его мнению (устное сообщение), это расхождение объясняется меньшим таянием, чем следует из формул (5.2) и (5.3), в связи с вторичным намерзанием льда в инфильтрационно-конжеляционной зоне. Однако данные измерений аккумуляции Корейши хуже согласуются с измеренными в ледниковой зоне осадками (70—90 см), чем наши расчеты. Н. К. Клюкин [126] предполагает в гребневых частях хребта Сунтар-Хаята осадки до 100 см и справедливо критикует предположение об «обратном плювиометрическом градиенте» на Северо-Востоке СССР выше 1200 м. Наши поля отражают асимметрию осадков и аккумуляции во всех перечисленных ледниковых системах.

В Камчатско-Корякской ледниковой системе расчетные значения хорошо подтверждаются немногочисленными измерениями.

В. Н. Виноградов и В. Г. Ходаков [39] выполнили полевые работы в районе максимума аккумуляции — на леднике Корыто на Кроноцком полуострове. Приведение результатов к многолетнему периоду дало значение 395 г/см² там, где по расчетам оно равно 400 г/см². С другой стороны, в районах с минимальной аккумуляцией (на леднике Бильченок на вулкане Дальний Плоский) средняя высота снега по данным снегомерной съемки, выполненной в апреле 1965 г. В. Н. Виноградовым [36], составила 250 см (110 г/см² в слое воды), что также совпадает с расчетом. На склонах Ключевской сопки снегомерная съемка, выполненная В. С. Агалаковым [7] в апреле 1967 г., хотя и не достигла границы питания, но дает возможность с помощью экстраполяции получить высоту снежной толщи 155 см, что соответствует снегозапасу 56 см, близкому к расчетному.

На картах осадков, построенных по данным метеорологических станций [278], для пригребневых зон Корякского нагорья указываются значения в 100 см, для Срединного хребта 80—100 см, для Кроноцкого полуострова 120 см и лишь для южнее расположенных районов 160—200 см. Судя по нашим расчетам, эти значения для северных районов следовало бы увеличить в 1,5—2 раза и, помимо области максимальных осадков на юге Камчатки, выделить дополнительно область максимума осадков на севере, против Карагинского залива.

Для Корякского нагорья очевидна неоптимальность карт, построенных на основе «плювиометрического градиента», так как здесь горизонтальные различия очень велики. Поэтому максимум осадков на карте Н. К. Клюкина оказывается здесь далеко от побережья, в районе наивысших отметок гор, т. е. там, где по нашим расчетам аккумуляция на ледниках вдвое меньше, чем на побережье. Наши оценки поля осадков совпали с точечными оценками В. Г. Ходакова и Г. П. Моисеевой [261] на восточном побережье Камчатки (300 см), превысили их на Срединном хребте (80 см) и несколько превысили их на Корякском нагорье (40—180 см).

Для Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и Кодара снегомерные съемки на ледниках отсутствуют. Однако наши оценки аккумуляции хорошо согласуются с водозапасом в годовых остатках снега (фирна), не стаявшего к осени: 300 г/см² и более в Кузнецком Алатау [280] и не менее 100 г/см² в Кодаре [208]. Ц. А. Швер указывает для этих районов осадки до 130 и 70 см (на нашем рис. 30 в среднем 220 и 115 см). Между тем К. П. Воскресенский [54] отмечает максимальный модуль стока на западном склоне Кузнецкого Алатау, в верховьях р. Томи, равный 50 л/(с·км²), что соответствует слою стока 150 см и хорошо согласуется с нашей оценкой осадков.

Нельзя было составить до сих пор и верного представления о направлении градиента осадков в этих системах. Для Восточного Саяна Ц. А. Швер приводит количества осадков (60—130 см), почти в два раза меньшие, чем по нашим расчетам (90—250 см). Самые близкие к нашим оценкам делает М. Г. Гросвальд [79] на основании карты модуля стока В. А. Скорнякова [230]. Он считает, что в верховьях Кизира и Казыра осадки достигают 180—185 см, а в истоках Бий-Хема и Хамсары 135—140 см. Гляциологическая информация позволяет существенно детализировать картину пространственных различий в этой горной стране.

На Алтае независимые измерения аккумуляции имеются по леднику Томич (данные по ледникам Актру использованы при выводе расчетных формул). Средняя за 6 лет (1968—1974) аккумуляция на этом каровом леднике составила 235 г/см² [214]. Судя по полю аккумуляции, для района этого ледника она должна составлять 210 г/см²; расхождение около 10 %. Не приводя всех оценок осадков для Горного Алтая, воспользуемся наиболее свежими — оценками на основании данных о стоке [151] и на основании обширной программы снегомерных съемок и измерений по суммарным осадкомерам [215], включавшей наблюдения в лесу около ледников, где осадки равны аккумуляции. Результаты сопоставления с полем твердых осадков в районе границы питания ледников представлены в табл. 22. Для перехода от поля твердых осадков к годовым мы воспользовались множителями, основанными на соотношении твердых и жидких осадков на разных высотах по Н. И. Иванову [116].

Таблица 22

Сопоставление количества осадков на Алтае по снегомерным и гидрологическим измерениям с их расчетными оценками по полю твердых осадков

Район измерений и расчетов	Высота границы питания, м	Отношение годовых осадков к твердым	Осадки по измерениям, см	Осадки по полю, см	Расхождение, %
Верховья р. Кучерла	2850	1,37	165	135	—18
Верховья р. Аккем	3000	1,23	120	105	—12
Верховья р. Менсу-Иедигем	3000	1,3	165	120	—27
Верховья р. Катунь	2800	1,43	210	200	—5
Верховья р. Мульта	2650	1,64	190	218	+15
Северный склон г. Белухи	2950	1,27	170	125	—26
Верховья р. Актру	3050	1,20	120	110	—8
Верховья р. Аккол	3100	1,18	95	115	+21

Основные закономерности построенного нами поля соответствуют общим географическим представлениям. Ряд особенностей, в частности, наличие влажных струй не только на подходах к хребтам, но и между основными хребтами, лучшее питание

юго-западного склона Южно-Чуйского хребта по сравнению с Северо-Чуйским (не объясняет ли оно большие размеры Талдуринского и Софийского ледников!) выявляется впервые полем аккумуляции.

В. С. Ревякин, по-видимому, на основе общих представлений дает заниженное количество осадков в бассейне Аккола по сравнению с нашей картой, хотя он сам отмечал при подъеме на гору Брат годовые слои фирна (т. е. только чистой аккумуляции) 90—120 см в слое воды [30].

Максимум аккумуляции располагается на западе, даже не на хребте Холзун [215], а на Ивановском хребте. Аккумуляция на северных склонах Белухи еще меньше, чем следует из относительно скромной оценки тех же авторов. Как и в других районах, максимум осадков по сравнению с прежними представлениями смещается от самых высоких к наветренным горным массивам.

Для Восточного и Южного Алтая, а также Саура никаких прямых измерений аккумуляции не имеется, а Ц. А. Швер [278] дает близкие к нашим оценкам осадки на Восточном Алтае, но в несколько раз заниженные для Южного Алтая и хребта Саур, где значительных осадков не ожидают в связи с сухостью окружающих степей.

Не опубликовано данных измерений аккумуляции и на ледниках Джунгарского Алатау. Наиболее детальная оценка осадков здесь (без южного макросклона) по сети приблизительно из 20 осадкомеров на основе региональных высотных зависимостей выполнена недавно [226]. Абсолютные значения близки к полученным нами: несколько меньше наших на наветренном западном макросклоне и несколько выше в высокогорной центральной части. Также отмечается повышение осадков на передовом с севера хребте, но отсутствует ясно выраженная высотой границы питания влажная струя по р. Каратал. В бассейне Каратала по нашей карте (см. рис. 36 б) осадки вдоль гребней растут с востока на запад, а не убывают, как на карте И. В. Северского и П. А. Черкасова.

Для основных ледниковых систем Средней Азии (Памир, Тянь-Шань, Гиссаро-Алай) данные фактических измерений аккумуляции в сопоставлении со значениями, снятыми с карты (рис 35), уже приводились нами в табл. 12 (п. 5.3) для 15 ледников, из которых 12 независимы. По 11 из них соответствие оказалось очень хорошим и только по одному (Тургень-Аксу) расчетные данные почти в 1,5 раза превышали результаты измерений.

Для высокогорной зоны Тянь-Шаня данные осадкомерной сети (43 суммарных осадкомера выше 3000 м и 19 метеорологических станций) наиболее полно обработаны А. Н. Диких [95]. Абсолютное значение количества осадков по осадкомерам оказывается несколько меньшим, чем на основе расчетов по полю аккумуляции, но разница не слишком велика. Диких пишет

о «большом удивлении, которое вызывает наличие областей со значительным оледенением при малом количестве осадков» [95, с. 6]. В этом отношении к Тянь-Шаню мы присоединили бы Заалайский хребет. «Парадокс оледенения Средней Азии» не вполне разрешен для него и Внутреннего Тянь-Шаня. Некоторые локальные максимумы показаний осадкомеров не отображаются на карте поля аккумуляции, т. е. не соответствуют положению снеговой границы и, возможно, связаны с особенностями установки осадкомеров.

На Памире и Гиссаро-Алае снегомерные измерения (см. табл. 12) подтверждают не только абсолютные значения, рассчитанные по полю аккумуляции, но и преимущественный перенос влаги с юго-запада. Геоботаническим контролем там может служить уже упомянутое хорошее согласие выявленных нами особенностей изменения аккумуляции с районированием О. Е. Агаханянца [8] и его выводом на основе экологических шкал о большей влажности бассейна Маркансу по сравнению с районом к востоку от оз. Каракуль и района ледника Ленина по сравнению с перевалом Терсагар [9], а также о сухости южных склонов Шахдаринского хребта.

Существенно отличается от построенных ранее полей годовых осадков (например, [158]) наше поле твердых осадков на высоте границы питания ледников Памира. Поля годовых осадков строились на основе высотных зависимостей и поэтому противоречат во многом гляциологическим, геоботаническим и гидрологическим данным. В частности, по атласу Таджикской ССР, осадки убывают вдоль гребней хребтов Петра Первого, Дарвазского, Ванчского с востока на запад, что совершенно не соответствует ни положению границы питания, ни всей физико-географической обстановке ледниковой зоны, ни снегомерным съемкам в тальвегах долины (устное сообщение А. Г. Санникова). В атласе долина Янгоба, как более низкая, представляется суше долины Искандердарьи в противоположность нашим выводам и природной обстановке в ее верховьях и вообще отсутствуют струи повышенного увлажнения через Анзобский перевал и из долин Сорбога и Сурхоба к Зеравшанскому леднику, хотя повышенное увлажнение бассейна Варзоба там отражено. Между тем долина Сорбога очень влажная — с гигантским травостоем, березовыми, а ниже плодовыми рощами и огромными многометровыми лавинными мостами на реке (устное сообщение О. А. Дроздова). Количество осадков в пригребневой зоне для всей западной части Гиссаро-Алая занижено в Атласе Таджикской ССР по крайней мере в 1,5 раза.

Основная закономерность поля аккумуляции на Кавказе — ее рост на юго-запад — совпадает с прежними представлениями о поле осадков. Однако многие мезомасштабные особенности их поля на картах, построенных на основе гидрологических данных [45] и исправленных показаний осадкомеров [73], не отражались в связи с малой плотностью сети измерений. Не показан, напри-

мер, влажный район в верхнем течении Лиахвы. Большое количество влаги здесь подтверждается существованием самого восточного на южном склоне Кавказа букового леса.

8.5. О зависимости аккумуляции от высоты

Рассмотрим вертикальные изменения аккумуляции в ледниковых системах на территори СССР. До сих пор из-за отсутствия метода детальной характеристики горизонтальных различий именно изучение зависимости от высоты являлось основным способом восстановления массообмена неизученных ледников. Пионером изучения вертикальных зависимостей в пределах отдельных ледников, так же как и построения абстрактных полей в горизонтальных координатах, был, по-видимому, Х. Альман [297]. В отличие от полей температуры на высоте границы питания, предложенные им «балансовые диаграммы» (кривые зависимости составляющих баланса массы ледников, в том числе и аккумуляции, от высоты) нашли сразу широкое применение в гляциологической литературе.

Вопрос о влиянии высоты на осадки, а следовательно, и на аккумуляцию, широко освещен в литературе (см., например, [12]). Согласно О. А. Дроздову, с высотой количество осадков уменьшается, так как уменьшается запас воды в атмосфере над поверхностью земли. Однако эффекты предвосхождения и вертикальных потоков воздуха вдоль склонов перекрывают эффект уменьшения запаса влаги, что и привело к представлению о росте осадков с высотой и к введению понятия о плювиометрическом градиенте. Нам кажется поэтому более правильным говорить о склоновом, а не о высотном плювиометрическом градиенте.

Аккумуляция зависит от закономерного роста с высотой доли твердых осадков в связи с понижением температуры воздуха, но зато картина осложняется метелевым и лавинным перераспределением снега, делающим затруднительным экстраполяцию аккумуляции по плювиометрическому градиенту даже в пределах одного склона. Перенос же вертикального градиента аккумуляции и тем более ее абсолютного значения на те же высоты с одного хребта или склона на другой представляется вовсе некорректным. Об этом свидетельствуют описанные выше карты, основанные на данных о высоте границ питания на ледниках.

Более того, если учесть, что не аккумуляция зависит от высоты границы питания на ледниках, а наоборот, последняя в большой степени определяется аккумуляцией, то оказывается, что от ледника к леднику аккумуляция на границе питания с высотой всегда понижается, так как само увеличение высоты определяется либо уменьшением твердых осадков, либо меньшей концентрацией снега в связи с различиями в морфологии долин и каров. В качестве примера можно привести прямые измерения на нескольких близко расположенных ледниках Полярного Урала (рис. 38).

Вертикальные кривые аккумуляции индивидуальны для сколько-нибудь удаленных ледников (рис. 39). На полярных ледниковых куполах отсутствует повсеместный, направленный рост аккумуляции с высотой. На Земле Франца-Иосифа на ледниковых куполах Джексона на о. Гукера и Лунном на Земле Александры [192] в соответствии с условиями ветрового переноса верной Земле аккумуляция и даже ее вертикальный градиент ней частях склонов, пояс пониженной — в средней части. На Северной Земле аккумуляция и даже ее вертикальный градиент растут вплоть до вершинных поверхностей куполов [70], а на Антарктическом ледниковом щите она убывает вверх, начиная от самого края [132].

На горных ледниках часто отмечается рост аккумуляции с высотой, но обычно этот рост определяется изменением расстояния от тыловой стенки кара и отражает скорее горизонтальные различичия в аккумуляции. При определенной же морфологии — отсутствии мощных тыловых стенок — рост аккумуляции с высотой может отсутствовать не только на высоких ледниках (зона 3700—4100 м на Эльбрусе [195]), но и на низких, где запас влаги в атмосфере велик,— ледники Корыто и Козельский на Камчатке [37, 39].

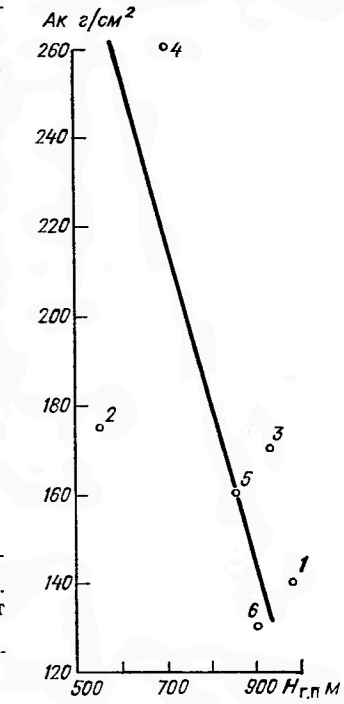


Рис. 38. Измеренная аккумуляция *Ак* за 1959/60 г. на ледниках Полярного Урала в зависимости от высоты границы питания $H_{г.п.}$
Ледники: *1* — ИГАН, *2* — Обручева, *3* — Авсюка, *4* — Олений, *5* — Медвежий, *6* — МГУ.

На Алтае на основе снегомерных съемок, наблюдений по дистанционным рейкам и наблюдений за годовыми слоями в толще фирна получен общий вывод о росте аккумуляции с высотой вплоть до наибольших отметок гор. Однако вид зависимостей различен на разных склонах. При этом авторы отмечают, что снегонакопление на высоких хребтах увеличивается после выхода их из тени наветренных хребтов [232], т. е., вопреки собственным рекомендациям об использовании высотного плювиометрического градиента, правильно связывают рост аккумуляции не с высотой, а с морфологией горной страны в целом.

В свете указанной «морфологической», а не «высотной» предопределенности аккумуляции становится более ясным вопрос о высотных зонах максимальных осадков и аккумуляции. Как правило, обнаружение таких зон [73, 225, 237] связано либо

с переходом от наветренных к более высоким внутренним хребтам, что обусловливает убывание осадков не «по вертикали», а «по горизонтали» (Западный Кавказ), либо с условиями ветрового переноса (Заилийский Алатау).

При благоприятных же морфологических условиях даже в континентальных районах аккумуляция может быть значительной и даже увеличиваться до очень больших высот, несмотря на малое абсолютное содержание влаги в атмосфере. На леднике Федченко [168] аккумуляция растет, судя по снегомерным съемкам, по крайней мере до высоты 5000 м, где она достигает 160 г/см², чему хорошо соответствуют измерения в шурфах А. Б. Бажева на перевале Кашалаяк и в фирновой области ледника Медвежьего [211]. Судя по снегосъемкам на Памирском фирновом плато, выполнен-

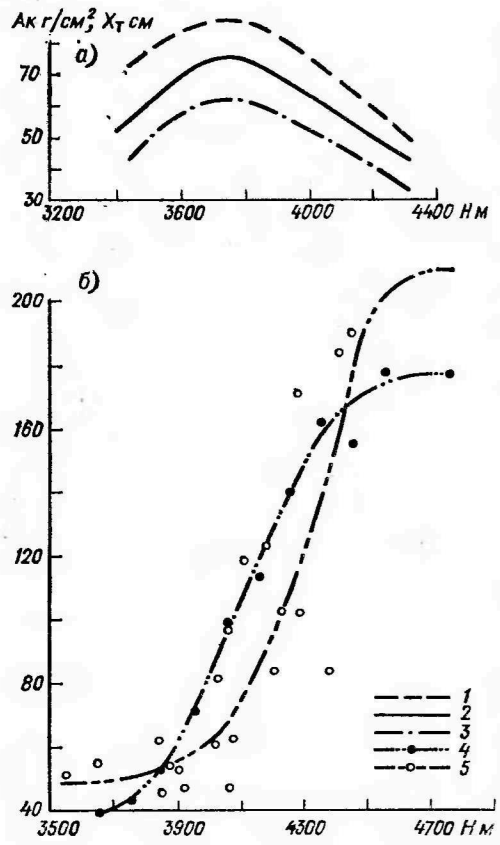


Рис. 39. Зависимость аккумуляции $Ак$ и твердых осадков $X_т$ от высоты H.

а — бассейн Туюксу в Заилийском Алатау [237]; *б* — бассейн ледника Абрамова в Алайском хребте, 1972 г. [165]; *1* — многоснежный 1972/73 год; *2* — средний по снежности 1974/75 год; *3* — малоснежный 1973/74 год; *4* — аккумуляция, осредненная по высотным поясам; *5* — годовые твердые осадки по суммарным осадкомерам.

ным во время экспедиции МГУ [106], аккумуляция на высоте 5900 м равняется тем же 100—110 г/см², что и на высоте 4700 м на леднике Федченко. Более того, даже на высоте 6200 м на фирново-ледяном плато под пиком Правды шириной 0,6 км, длиной 2 км отмечена аккумуляция 92 г/см². Она больше, чем в расположенном на 1600 м ниже цирке ледника Патриот (70 г/см²). М. Б. Дюргеров и Н. А. Урумбаев делают вывод об отсутствии убыли аккумуляции с высотой в зоне 4,5—6,0 км.

Из сказанного следует, что высотные кривые аккумуляции могут использоваться лишь для интерполяции в пределах отдельных ледников или для переноса оценок на подобные по морфологии ледники в пределах того же склона при сходных условиях рельефа с наветренной стороны. Они непригодны для обобщения данных на разных склонах и даже хребтах.

8.6. Выводы

1. Почти во всех районах аккумуляции и твердые осадки в ледниковых системах превышают традиционные оценки по данным гидрометеорологической сети. В Арктике средний слой аккумуляции в ледниковых системах изменяется от 60 г/см² в районах с морским климатом до 20 г/см² в районах с континентальным климатом, в Субарктике и умеренном поясе от 300 до 100 г/см², в горах южного горного обрамления от 300—350 до 50 г/см².

2. На наветренных сторонах ледниковых систем аккумуляция и осадки намного больше, чем на подветренных. Разница в пределах ледниковых систем превышает разницу между системами.

3. Построение полей аккумуляции и твердых осадков позволило определить горизонтальные градиенты аккумуляции. В пределах отдельных систем они составляют 0,5—2,5 мм/км в Арктике и 5—30 мм/км в горах. Горизонтальные градиенты растут с высотой и сложностью строения гор и уменьшаются с увеличением отношения поперечного протяжения гор к продольному. Горизонтальные различия в аккумуляции и твердых осадках имеют не меньшее значение, чем вертикальные.

4. По направлению градиентов аккумуляции области питания ледников разделены на атлантическую и тихоокеанскую. К последней области относятся ледниковые системы Чукотки, Корякского нагорья, о. Врангеля, хребтов Черского и Сунтар-Хаята. Системы Кодара и Орулгана питаются главным образом атлантической влагой. Роль Индийского океана в питании ледников Памира ничтожна. Летние муссоны, проникая до широты Гунта и Мургаба, лишь снижают абляцию.

5. Поле аккумуляции вскрывает детали влагопереноса, не обнаруживаемые редкой сетью аэрологических станций: разделение потока влаги в воздухе на струи в горах, разделение влагопотоков на подходе к горам невысокими их отрогами или архипелагами островов, влагопроводящую роль перевалов, прямых долин, морских заливов и проливов, задержку потоков влаги поперечными к ним хребтами и отрогами, а также крутыми поворотами долин и т. д.

6. Сопоставление полей аккумуляции и приведенных температур воздуха с полем высоты границы питания позволяет оценить вклад абляции и аккумуляции в климатические условия существования оледенения. Этот вклад пропорционален горизонтальным градиентам аккумуляции и абляции. По системам изолиний любых двух из упомянутых полей может быть построено третье.

7. Аккумуляция и осадки в любой точке зависят не от характеристик рельефа (в том числе высоты) этой точки, а от всего поля рельефа на обширной территории.

Глава 9

Абляция в ледниковых системах на территории СССР и ледниковый сток

Абляция в ледниковых системах осуществляется за счет стока талой воды и испарения с поверхности ледников, а также за счет разрушения их фронтов — в воде или на склонах (обвалы).

Необходимо иметь в виду несовпадение величин таяния льда и ледникового стока. В п. 3.1 и 3.2 уже говорилось о полной или частичной задержке талой воды в фирне и, следовательно, об исключении ее из абляции. Мы обратили внимание на задержку воды также и в поверхностных слоях льда [138]. Отвод тепла на вторичное замерзание осуществляется здесь оттоком воды в меж-

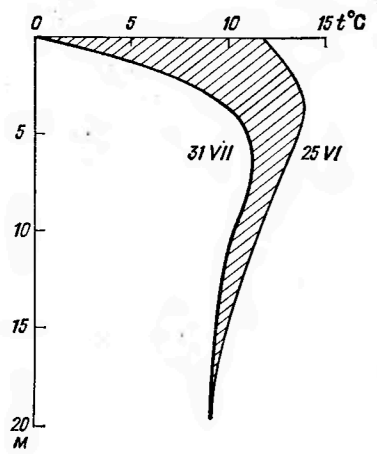


Рис. 40. Изменение температуры льда на различных глубинах в ледниковом куполе Чюрлёниса на Земле Франца-Иосифа за период абляции 1958 г.

Заштрихованная площадь пропорциональна изменению теплового запаса ледника.

кристаллических каналах при сохранении в верхнем слое льда нулевой температуры и нулевого температурного градиента. Величина такой теплоотдачи в ледник может быть значительной, о чем свидетельствует, например, повторное термозондирование на ледниковом куполе Чюрлёниса на Земле Франца-Иосифа (рис. 40), где за период сохранения нулевого градиента в поверхностном слое расход тепла на прогрев ледника составил 9,6 кДж/см² (около 270 Дж/см² в сутки), или около 40 % расхода тепла на таяние, а абляция и ледниковый сток — только 60 % этих запасов. На более теплых ледниках доля затрат тепла на прогрев ледников не столь велика, но также должна учитываться. Из-за неверной интерпретации измерений нулевого температурного градиента во льду это обычно не делается (см. например, [47, 167]).

9.1. Тепловой баланс поверхности ледников. Соотношение таяния с конденсацией и испарением

Годовое значение радиационного баланса на поверхности ледников, как правило, отрицательно. На куполе Чюрлёниса (Земля Франца-Иосифа) оно равно —9 кДж/см² [192], на леднике Федченко —6,3 кДж/см² [168]. Лишь на самых больших высотах за счет большого эффективного излучения радиационный баланс остается отрицательным круглый год. На Эльбрусе он таков лишь выше 5200 м [51]. Как правило, в летние месяцы ледники, несмотря на высокие значения альбедо, получают радиационного тепла больше, чем расходуют.

Годовые суммы прихода солнечной радиации составляют на полярных ледниках 250—300 кДж/см² (270 кДж/см² в 1958 г. на куполе Чюрлёниса) и возрастают до 600—800 кДж/см² в областях питания высокогорных ледников (810 кДж/см² в 1958 г. на леднике Федченко). Во всех ледниковых районах с высотой растет прямая радиация, а за ее счет и суммарная. Градиент интенсивности прямой радиации составляет примерно 0,4 Дж/(см²××мин), или 420 Дж/(см²·сут) на 1 км высоты. Одновременно уменьшается как абсолютное, так и относительное значение рассеянной радиации.

На структуре приходных статей радиационного баланса существенно сказываются широта и высота местности, в то время как степень континентальности климата отражается слабо. Благодаря местной конвективной облачности и локальным фронтальным облакам в горах даже в континентальной Восточной Сибири велика роль рассеянной радиации [55]. Сумма радиационного баланса на языках ледников за период абляции составляет около 20 кДж/см² в Арктике, 60—80 кДж/см² в умеренных широтах и 130—210 кДж/см² на ледниках южного горного обрамления. Эта величина существенно меняется с изменением высоты, а следовательно, и продолжительности периода абляции.

Данные о соотношении радиационного тепла с другими составляющими теплового баланса поверхности ледников опубликованы по крайней мере для 55 точек (табл. 23). Однако единственным пространственным обобщением, позволяющим перенести результаты на ледниковые системы в целом, являются построенные И. М. Лебедевой зависимости испарения на ледниках Средней Азии от широты и высоты [161]. Поэтому рассмотрим еще раз эти данные.

Первый очевидный факт — преобладание радиационной составляющей в приходе тепла во всех случаях — не только в континентальных, но и в относительно близких к морю и хорошо увлажненных районах. Этому, по-видимому, способствует вторичное отражение радиации от облаков. Факт преобладания радиационного тепла в таянии ледников на территории СССР впервые был установлен Г. А. Авсюком [1]. Единственное исключение — области питания карово-долинных ледников Полярного Урала,

Таблица 23

Структура теплового баланса ледников (%) в период абляции (*B* — радиационный баланс, *P* — турбулентный поток «явного тепла, *LE* — приход или расход тепла за счет конденсации или испарения, *N* — расход тепла на абляцию, *C* — расход тепла иа прогрев ледника, акк — область аккумуляции, абл — область абляции

Номер группы на рис. 41	Ледник	Высота и положение пункта наблюдений, м над ур. м.	Год наблюдений	Источник данных	Приход тепла			Расход тепла		
					B	*P*	$+LE$ (конденсация)	*N*	*C*	$-LE$ (испарение)
	Земля Франца-Иосифа									
1	Ледниковый купол Чюрлёниса	350, акк	1958, 1959	[192]	75	16	9	66	34	—
1	Седова	70, абл	1958	[192]	75	25	—	85	10	5
	Новая Земля									
2	Главиый покров, ст. Ледораздельная	800, акк	1958	[193]	52	34	14	80	20	—
2	Шокальского	300, абл	1958	[193]	55	33	12	75	25[1]	—
	Северная Земля									
3	Ледниковый купол Вавилова	750, акк	1974—1976	[35]	85	7	8	100		—
	Полярный Урал									
4	ИГАН	950, акк	1959	[194]	43	57		80	20[1]	—
		850, абл	1959	[194]	55	45		92	8[1]	—
	Сунтар-Хаята									
5	№ 31	2260, абл	1959	[56]	63	24	13	80	20[1]	—
	Камчатка									
20	Козельский	1840 акк	1976	[38]	71	29	—	68		32
	Цептральный Алтай									
7	Малый Актру	2350, абл	1961—1965	[21]	72	26	2	100		—
6	Томич	2500, акк	1970, 1971	[216]	77	17	6	100		—
		2350, абл	1969, 1972		78	14	8	100		
	Большой Кавказ									
8	Марухский	2950, акк	1967, 1969	[52]	90	8	2	75	25	—
8	Алибек	2150, абл	1962, 1966	[228]	65	22	13	100		
8	Птыш	2250, абл	1967—1969	[228]	67	20	13	100		—
9	Фирновое плато Эльбруса	3750, акк	1958—1960	[51]	65	35	—	85		15
9	Карачаул	3250, абл	1961	[51]	88	12	—	98		2
9	Коинюмакчираи	3060, абл	1971	[228]	93	3	4	100		—
9	Джанкуат	2960, абл	1972—1974	[228]	78	14	8	100		—

Номер группы на рис. 41	Ледник	Высота и положение пункта наблюдений, м над ур. м.	Год наблюдений	Источник данных	Приход тепла			Расход тепла		
					B	*P*	$+LE$ (конденсация)	*N*	*C*	$-LE$ (испарение)
10	Твибери	2660, абл	1960	[53]	79	21		100		—
11	Адишн	2475, абл	1961	[53]	76	24		100		—
11	Халде	2600, абл	1962	[53]	72	28		100		
12	Кельбашн (бассейн ледника Безенги)	3600, акк	1966	Экспедиция ИГАН, РГМО	82	18	—	96		4
12	Безенги	2720, абл	1965, 1966	То же	84	16		100		—
13	Майли	2850, абл	1970	[144]	52	48		100		—
13	Колка	2130, абл	1971	[144]	65	7	28	100		—
13	Гергетн	3600, акк	1969	[144]	90	10	—	82		18
	Джунгарский Алатау									
15	Абая	3080, абл	1956	[271]	74	23	3	100		—
16	Герасимова	3060, абл	1957	[271]	57	37	6	100		—
21	Красовского	3180, абл	1962	[242]	83	17	—	65	27	8
	Северный Тянь-Шань									
22	Центральный Туюксу	3750, акк	1966, 1967	[91]	92	8	—	97		3
		3470, абл	1957—1959	[75]	81	19	—	72	14[1]	14
23	Корженевского	3800, абл	1963	[75]	86	14	—	80	14	6
	Внутренний Тянь-Шань									
17	Орто-Тер	3630, абл	1963	[207]	72	23	5	100		—
18	Карабаткак	3700, абл	1961, 1962	[96]	63	20	17	100		—
24	Тургень-Аксу	3820, абл	1966	[167]	87	13	—	84		16
		3600, абл	1966		80	20	—	90		10
19	Семенова	3650, абл	1962	[95]	74	20	6	100		—
	Гиссаро-Алай									
26	Зеравшанский	3600, абл	1961	[152]	75	25	—	91		9
27	Парах	3600, абл	1961, 1962	[152]	69	31	—	86		14
14	ИМАТ	3300, абл	1934	[155]	60	20	—	79	8	13
		3000, абл	1965, 1966	[46]	63	33	4	100		—
29	Бакалак	4100, акк	1964	[46]	69	31	—	86		14
		4000, абл	1964	[46]	56	44	—	95		5
30	Дугова	4200, абл	1962	[163]	87	13	—	94		6
31	Абрамова	4410, акк	1973	[165]	68	32	—	82	7	11
		3840, абл	1968—1972		80	20	—	77	6	17
		3725, абл	1973		88	12	—	72	2	26
28	Северцева	3540, абл	1974	[47]	68	32	—	91		9

Номер группы на рис. 41	Ледник	Высота и положение пункта наблюдений, м над ур. м.	Год наблюдений	Источник данных	Приход тепла			Расход тепла		
					B	P	$+LE$ (конденсация)	N	C	$-LE$ (испарение)
				Памир						
33	Федчеико	5000, акк [2]	1959	[120]	74	26	—	62		38
		4000, абл	1958	[100]	75	25	—	71	11	18
34	Медвежий	3050, абл	1972	[48]	95	5	—	97		3
35	Бакчагир	5000, акк	1972	[307]	85	15	—	51		49
36	Киштиджуроб	5000, акк	1970	[161]	100		—	87		13

[1] Затраты тепла на прогрев ледника вычислены нами. Соответственно исправлены данные авторов об относительном вкладе других составляющих теплового баланса.

[2] Согласно сравнительным оценкам методов расчета турбулентного обмена [50], в случае использования иомограммы Монина—Казанского этот обмен для условий ледника Федченко оказывается завышенным в 2,5 раза по сравнению с результатами, получаемыми другими используемыми для этого методами. О таком же завышении свидетельствует анализ И. М. Лебедевой [162], основанный на прямых измерениях испарения. Поэтому расчетные значения P и LE для области аккумуляции ледника Федченко, вычисленные методом Монина—Казанского, уменьшены нами в 2,5 раза. Соответственно пересчитан вклад других составляющих теплового баланса. В [120] B=53 %, P=47 %, $N+C$=40 %, LE= =60 %.

получающие дополнительное тепло от воздуха, нагретого у скальных стенок. Как правило, в областях аккумуляции ледников доля радиационного тепла в приходе тепла выше, чем в областях абляции. Доля радиационного тепла растет с переходом от конденсации на поверхности ледников к испарению.

Возможны четыре типа вклада в тепловой баланс испарения и конденсации: 1) конденсация на всей поверхности ледников — в областях питания и расхода; 2) конденсация в областях питания и испарение в области абляции; 3) испарение в областях питания и конденсация в областях абляции; 4) испарение по всей поверхности ледников — в областях питания и расхода.

Из табл. 23 следует, что первый тип — конденсация во внутренних областях питания и испарение в областях абляции по периферии покровов — свойствен высокоарктическим ледниковым системам. Именно таковы условия на Земле Франца-Иосифа; такие же они в Антарктиде [224]. В центре ледниковых покровов, постоянно окутанных туманами и облаками, воздух находится в состоянии, близком к насыщению влагой. На периферии покровов вне локальных ледниковых туманов и при более высоких температурах, чем в областях питания, влажность оказывается ниже (6,1 гПа) и испарение преобладает. Не противоречат этому выводу данные Северной Земли; по-видимому, таковы же условия на о-вах Де-Лонга.

Южнее, в субарктическом поясе и даже над арктическим ледниковым покровом Новой Земли, температура воздуха повышается настолько, что и в областях абляции влажность превышает 6,1 гПа, что приводит к реализации второй возможности — конденсации на всей поверхности ледников. Таковы же, судя по наблюдениям на леднике Томич, условия и в умеренном поясе, а, согласно измерениям на Марухском леднике, также и на западе Кавказа. Пояс минимального участия радиации в таянии приходится на субполярные и умеренные широты.

Исключение составляют ледники Камчатки. Здесь, в области питания ледника Козельского на высоте 1840 м преобладает испарение. На низких высотах, в области абляции, судя по измерениям влажности, преобладает конденсация. Следовательно, здесь реализуется третья возможность — испарение в областях питания и конденсация в нижних частях ледников. Об этом случае А. Б. Казанский [120] писал как о переносе вещества из области питания в область абляции с ледниковым ветром — форме стока, дополнительной к ледниковому стоку.

К третьему типу относятся условия на Центральном Кавказе. Здесь смена испарения на конденсацию происходит на высоте около 3100 м. К тому же типу, по-видимому, принадлежит центральная, а следовательно, и западная часть Джунгарского Алатау, где на языках ледников на высотах ниже 3100 м измерена столь слабая конденсация, что можно предположить испарение в их областях питания. В большей части Внутреннего Тянь-Шаня конденсация преобладает по крайней мере до высоты 3750 м, хотя и сменяется выше испарением. В системах юга Средней Азии третий тип встречается только на северо-западе Гиссаро-Алая. Но и там, на леднике ИМАТ, уже с высоты 3100 м испарение сменяет конденсацию.

На ледниках Северного и Западного Тянь-Шаня, на востоке Джунгарского Алатау и Терскей-Алатау, на подавляющем большинстве ледников Памира и Гиссаро-Алая испарение преобладает на всей поверхности вплоть до самых низких концов языков, что ограничивает их таяние и приводит к тому, что максимальные величины таяния здесь уступают рекордному таянию в Норвегии, где вместо испарения преобладает конденсация. Большая роль конденсации во Внутреннем Тянь-Шане по сравнению с Северным и Западным связана с летними влажными вторжениями.

Области преобладания различных типов распределения испарения и конденсации по поверхности ледников представлены на рис. 41.

Интенсивность испарения нарастает с высотой до тех пор, пока существенно не сокращается продолжительность периода таяния поверхности в течение суток. И. М. Лебедева на основании экстраполяции данных наблюдений за этой продолжительностью и самим испарением предположила наличие максимума испарения на высотах 5800—6000 м [161, 162], выше которых существует оледенение лишь отдельных пиков и Памирского

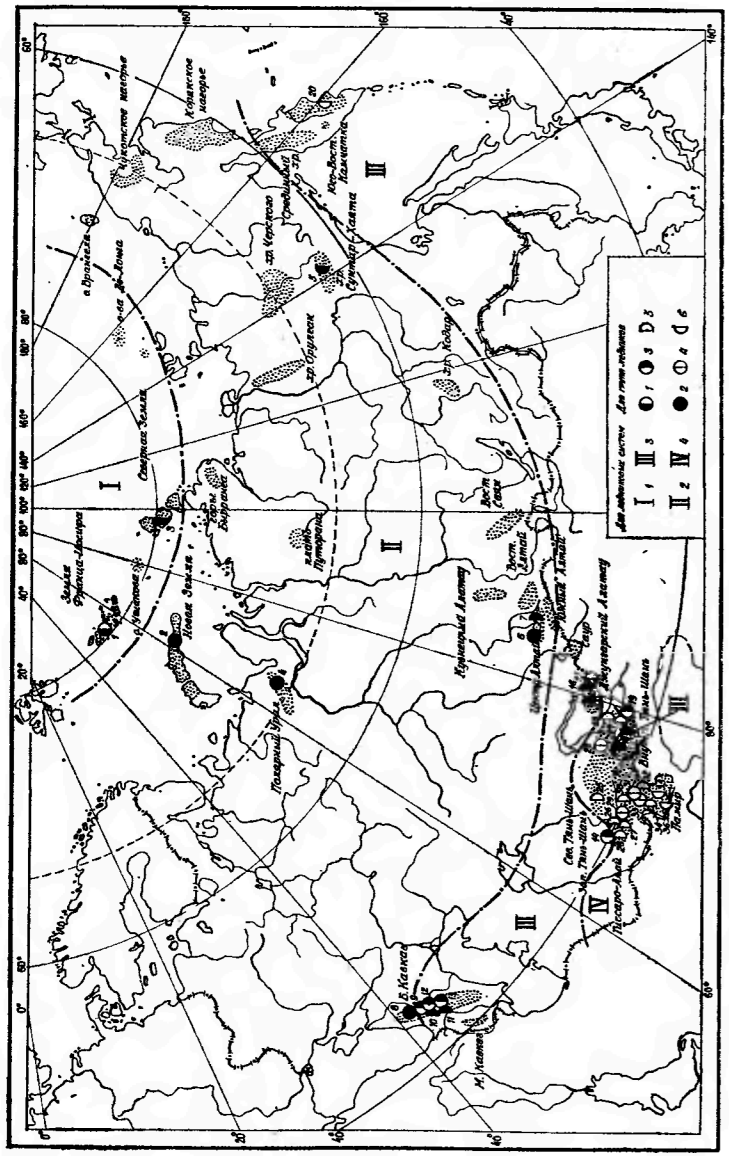


Рис. 41. Типы структуры теплового балаиса поверхности ледников в ледниковых системах.

1 — конденсация в области питания, испарение в области расхода; *2* — конденсация в областях питания и расхода; *3* — испарение в области питания, конденсация в области расхода; *4* — испарение в областях питания и расхода; *5* — конденсаця в области питания; *6* — испарение в области расхода. Цифры у групп соответствуют номерам групп ледников в табл. 23.

фирнового плато. Лебедевой показаио, что испарение или конденсация нигде не превышает 10—15 см за сезон. Аналогичный вывод следует из наблюдений за миграцией пара в снегу [153] и из данных табл. 23.

Даже в зоне «кающихся» ледников (Бакчагир) испарение не превосходит 50 % расхода тепла, а конденсация не превосходит 30 % его прихода даже на низких концах кавказских ледников (Колка, Безенги). Это соответствует 11 и 6 % в пересчете на массообмен. Типичный же вклад испарения — конденсации в теплообмен составляет около 15 %, а в массообмен, следовательно, 2—3 %. Таким образом, в ледниках третьего типа перенос массы из области питания в область расхода в виде пара не может превышать 5 % переноса массы в твердом виде. Фактически он, разумеется, много меньше, так как лишь малая часть испарившейся в области питания влаги успевает вновь отложиться на языке.

Если учесть, что на большинстве горных ледников аккумуляция равняется 100—200 г/см² и более (см. главу 8), то средний для их поверхности коэффициент стока лежит в пределах 0,9—1,1 и может приниматься равным единице.

Приход за счет турбулентного теплообмена на ледиикаx СССР колеблется от 5 до 45 % — диапазон тот же, что и для исследованных ледников всего мира [139]. Максимальна его доля в арктическом и субарктическом поясах и на отдельных малых ледниках гор южного обрамления в зоне влияния нагрева от бортов каров.

9.2. Таяние на характерных гляциологических уровнях в ледниковых системах

Прямых наблюдений за таянием на протяжении всего сезона абляции выполнено недостаточно для построения поля таяния в ледниковых системах. Приходится прибегать к расчету по метеорологическим показателям, более плавно меняющимся, чем само таяние, и непрерывно регистрируемым на сети станций. Расчет теплового баланса таяния для ледников в целом делает только первые шаги, а для ледниковых систем наталкивается пока на непреодолимые трудности, связанные с недостатком информации об облачности и альбедо. Поэтому мы вынуждены рассчитывать таяние по средней температуре воздуха за лето — по формуле (5.2) для области абляции и (5.3) для области аккумуляции. Обе формулы выведены для относительно чистой от морены поверхности ледника. Сопоставление ледниковых систем между собой по условиям таяния, как и для температурного поля, мы выполнили для характерных гляциологических уровней, используя данные о летней температуре воздуха на них из табл. 17 и 18. Результаты расчета таяния на чистой поверхности ледников на этих уровнях приведены в табл. 24 и 25. Там же даны потенциальные величины таяния на концах ледников в случае расчистки их от морены.

Таблица 24

Среднее многолетнее таяние (г/см²) ледников (чистая поверхность) на характерных уровнях [1]

Ледниковая система или ее часть	Самый низкий из концов ледников [2]	Средняя взвешенная высота области абляции	Средняя высота границы питания	Средняя взвешенная высота области аккумуляции	Наивысшая точка ледников
о. Виктория	46	42	41	—	41
Земля Франца-Иосифа	57	44	33	20	10
Новая Земля	137	91	65	43	29
о. Ушакова	57	42	26	19	16
Северная Земля	91	63	37	14	7
о-ва Де-Лонга	55	44	30	19	13
Быррапга	97	55	42	34	21
Полярный Урал	394	246	182	155	63
Путорана	324	230	186	158	79
Орулган	246	173	134	114	59
Хребет Черского	300 (338)	195	124	89	16
Сунтар-Хаята	372	152	120	89	31
Срединный хребет (север)	457	241	178	147	19
Срединный хребет (юг) и Шивелуч	491 (555)	164	114	67	0
Кроноцкий полуостров	518 (574)	457	374	312	232
Юго-Восточная Камчатка и вулканы	387 (425)	220	130	89	0
Кодар	358	225	187	174	100
Восточный Саян (запад)	491 (583)	280	242	213	162
Восточный Саян (восток)	372	246	155	124	46
Кузнецкий Алатау	765	633	539	482	330
Восточный Алтай (север)	457	205	147	111	57
Восточный Алтай (юг)	402	257	178	134	67
Центральный Алтай (запад)	466 (483)	380	324	300	242
Центральный Алтай (центр)	506 (536)	210	158	100	0
Центральный Алтай (восток)	500	164	117	53	10
Южный Алтай (запад)	574	351	258	222	102
Южный Алтай (восток)	394	173	124	100	11
Саур	230 (252)	140	117	94	50
Западный Кавказ (север)	776	365	273	208	86
Западный Кавказ (юг)	862	365	300	246	86
Центральный Кавказ (север)	874 (926)	206	134	84	0
Центральный Кавказ (юг)	776 (966)	358	232	178	24
Восточный Кавказ	457 (654)	263	208	174	41

[1] Высоты уровней см. в табл. 17.

[2] Приводится расчетное таяние для наинизших отметок льда, свободного от морены. В скобках — таяние на концах ледников без учета морены (в случае расчистки от нее).

Таблица 25

Среднее многолетнее таяние (г/см²) свободных от сплошной морены ледников Средней Азии на характерных уровнях [1]

Ледниковая система или ее часть	Самый низкий из концов ледников [2]	Средняя взвешенная высота области абляции	Средняя высота границы питания	Средняя взвешенная высота области аккумуляции	Средняя высота начала ледников	Наивысшая точка ледников
Джунгарский Алатау (запад)	318 (500)	230	137	100	70	24
Джунгарский Алатау (восток)	324 (441)	148	94	67	50	2
Северный Тянь-Шань (запад)	331 (583)	147	94	65	34	4
Северный Тянь-Шань (восток)	300 (331)	133	84	57	35	1
Внутренний Тянь-Шань (Терскей-Алатау)	311 (387)	195	105	63	31	0
Внутренний Тянь-Шань (бассейн Нарына и Кокшаала)	351	97	81	51	40	0
Внутренний Тянь-Шань (бассейн Сарыджаз)	474 (536)	75	72	17	2	0
Западный Тянь-Шань	555 (633)	257	170	120	79	31
Ферганский хребет	719	331	217	162	117	6
Гиссаро-Алай (северный склон, запад)	862	311	127	70	32	0
Гиссаро-Алай (северный склон, восток)	466	152	81	57	40	7
Гиссаро-Алай (бассейн Зеравшана)	623 (824)	274	174	117	67	0
Гиссаро-Алай (южный склон, запад)	887 (1020)	358	262	208	137	5
Гиссаро-Алай (южный склон, восток)	372	106	76	55	31	9
Памир (Заалайский хребет)	433	97	50	7	0	0
Памир (бассейн Муксу)	980 (1420)	215	70	22	1	0
Памир (бассейн Обихингоу)	994	387	182	111	55	0
Памир (бассейн Ванча, Язгулема, Бартанга)	862 (1300)	331	155	67	24	0
Памир (восток и юго-запад)	483	173	72	30	4	0

[1] Высоты уровней см. в табл. 18.

[2] Приводится расчетное таяние для наинизших отметок льда, свободного от морены; в скобках — таяние на концах ледников без учета морены (в случае расчистки от нее).

Таяние на высоте границы питания, по определению, равняющееся аккумуляции, отражает условия питания ледников и подробно проанализировано в главе 8.

В наивысших точках ледников (рис. 42) таяние отсутствует или ничтожно (до 10 г/см²) по всей Средней Азии, кроме запада Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, и на высочайших пиках Кавказа, Алтая и Камчатки. Оно мало (до 50 г/см²) во всем арктическом поясе, на Кавказе, западе Тянь-Шаня, Сауре, Джунгарском Алатау, в горах Северо-Востока СССР и Таймыра. Значительных величин таяние в наивысших точках ледников достигает только на ледниках систем каровых типов в Субарктике и умеренной полосе СССР. Ведущими факторами являются высота, а затем широтное положение ледниковых систем. Таяние тем сильнее, чем ниже горы и чем южнее расположена ледниковая система.

На средней взвешенной высоте области аккумуляции (рис. 43) самое слабое таяние в арктической зоне, на Восточном Памире и высочайших пиках Внутреннего Тянь-Шаня. Максимально оно в каровых ледниковых системах умеренного пояса, а также на западе Кавказа и Тянь-Шаня. Таяние на этом уровне, следовательно, в равной степени зависит от высотного и широтного положения ледниковой системы и возрастает в районах влажного морского климата.

На средней взвешенной высоте области абляции (рис. 44), где таяние определяет величину ледникового стока, оно наименьшее в системах арктического пояса, а максимально на Кавказе, западе Средней Азии, юго-востоке Камчатки и в каровых системах умеренного пояса. На этом уровне широтный фактор преобладает над высотным и ведущей оказывается степень увлажненности или континентальности климата.

На концах самых низких ледниковых языков (рис. 45) самое слабое расчетное таяние (не более 150 г/см², или 1,5 м) отмечается в Арктике, самое сильное — на западе Средней Азии (более 900 г/см², или 9 м, на западе Памира) и на Кавказе. Здесь усилению таяния приблизительно в равной степени способствуют высота гор, обильное питание ледников и их положение в низких широтах. На этом уровне, в отличие от предыдущих уровней, максимальное таяние приходится не на каровые ледники умеренного пояса, а на концы крупных высокогорных ледников на юге.

На концах ледников, покрытых мореной, таяние могло бы достигнуть указанных в скобках значений (до 14 м на западе Памира) в случае расчистки этой морены. Фактически же таяние там намного меньше. Поправочные множители изменяются с ростом толщины морены от 1,3 до 0,05 [255, с. 68], причем для концов ледников они намного меньше единицы, так как мощность морены там достаточно велика. В среднем же для замореннной зоны ледников этот множитель можно принять равным 0,5, что соответствует толщине морены 10 см.

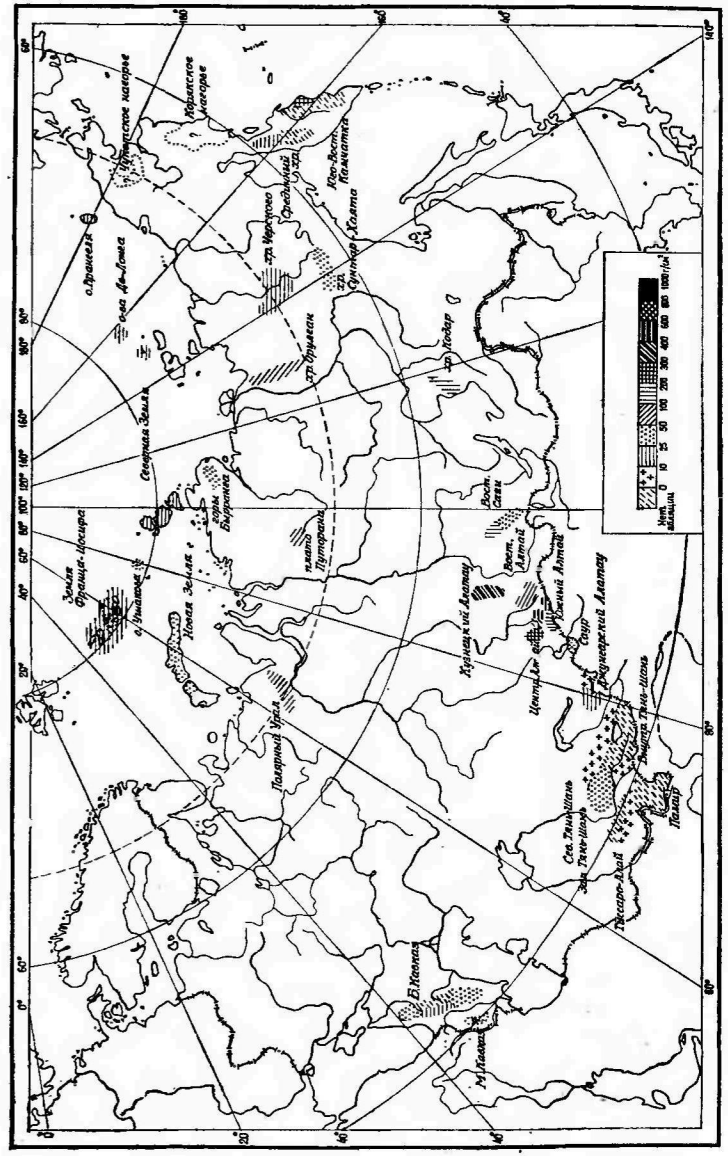


Рис. 42. Таяние (г/см²) в наивысших точках ледников.

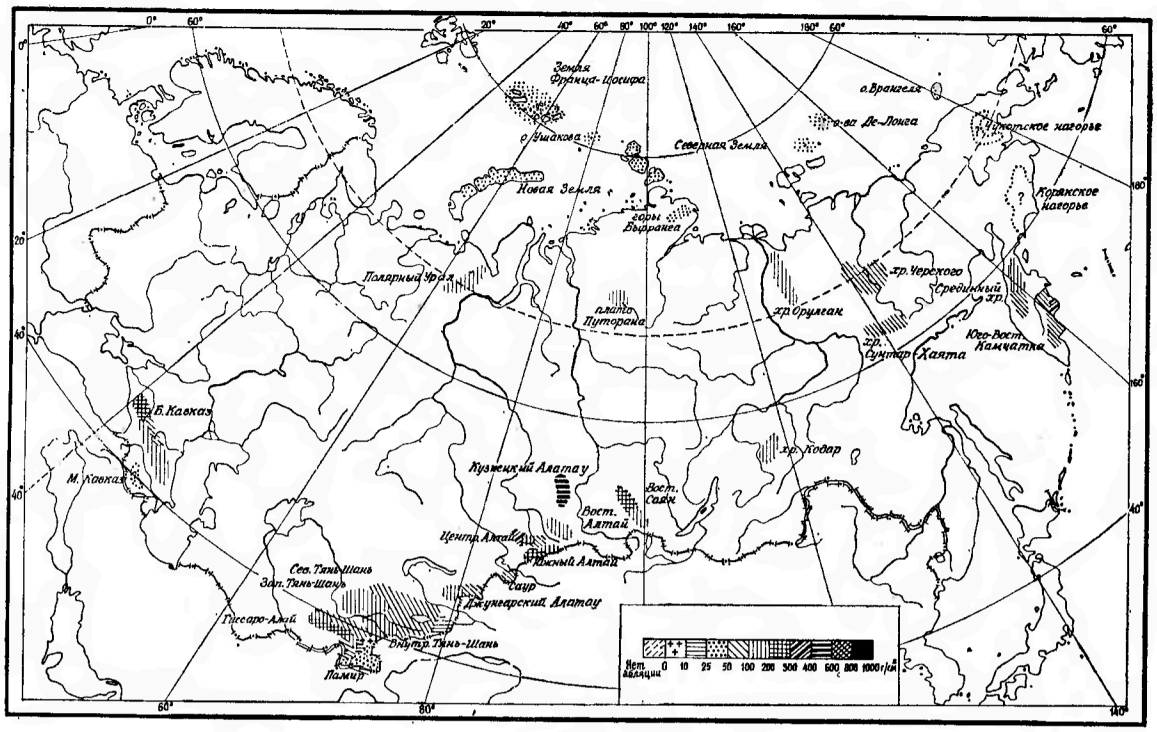


Рис. 43. Таяние (г/см²) на средней высоте области аккумуляции.

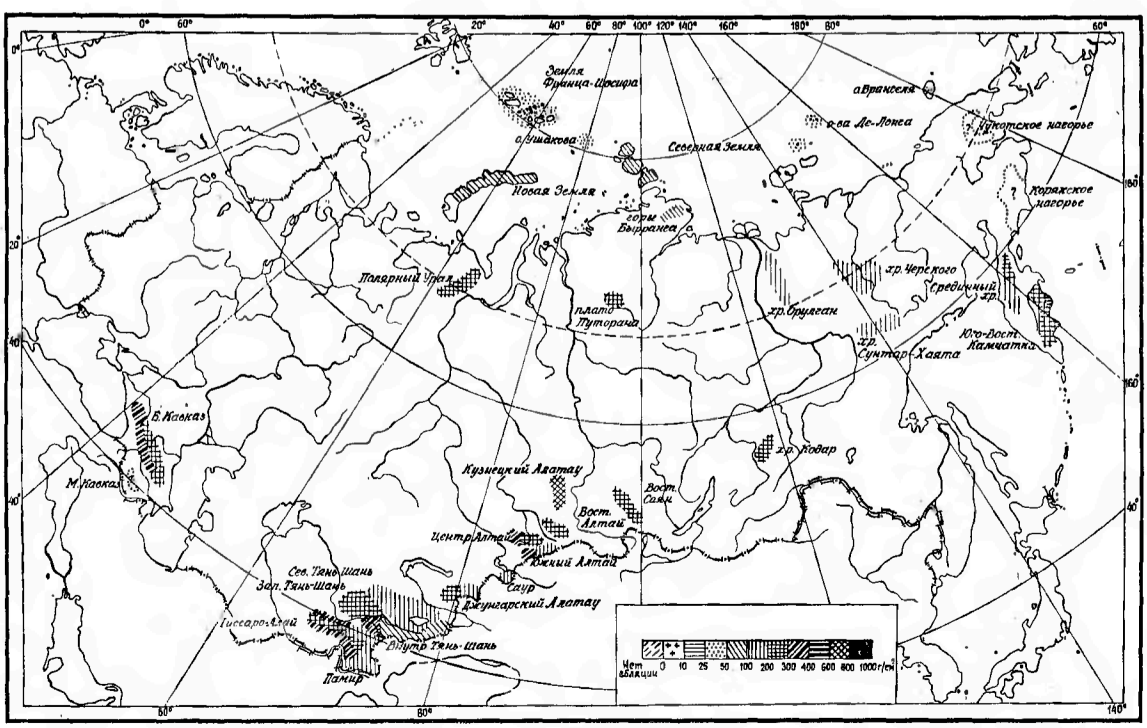
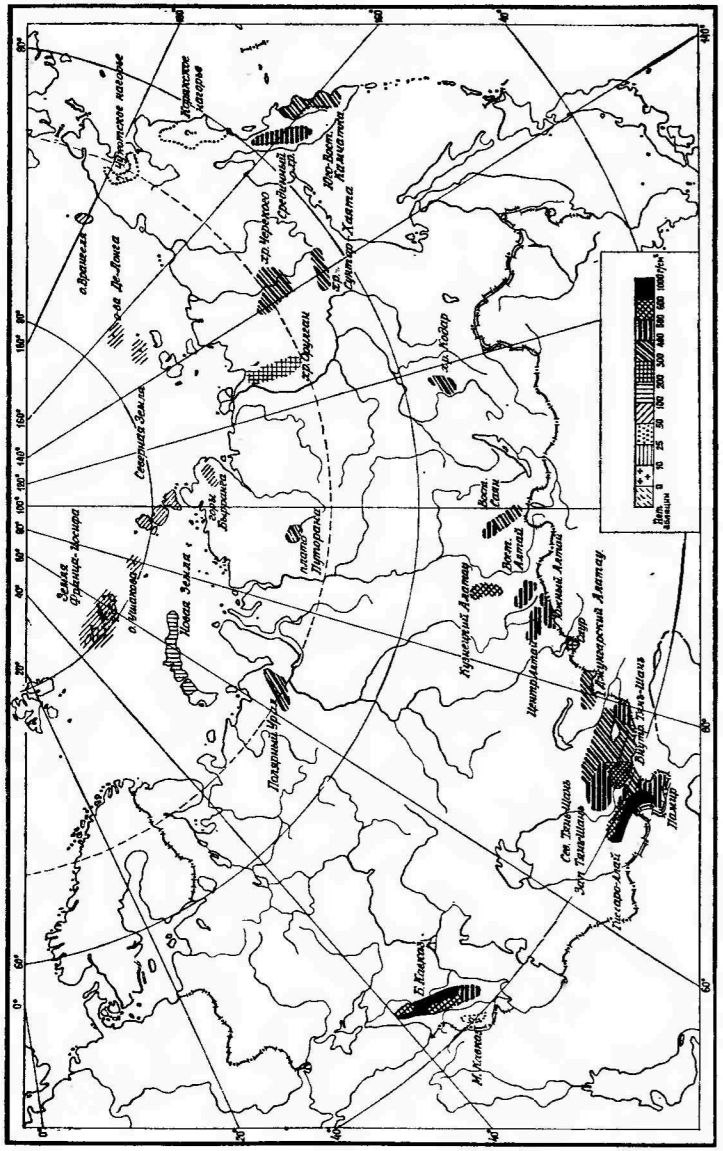


Рис. 44. Таяние (г/см²) на средней высоте области абляции.


Земля Франца-Иосифа
Новая Земля
Северная Земля
Полярный Урал
Плато Путорана
Вост. Саян
Кузнецкий Алатау
Восточный Алтай
Центральный Алтай
Западный Алтай
Хребет Черского
Хребет Джугджур
Хребет Сунтар-Хаята
Хребет Тас-Хаяхтах
Хребет Верхоянский
Хребет Прибрежный
Хребет Момский
Хребет Янский
Хребет Черского
Хребет Кодар
Хребет Удокан
Хребет Становой
Хребет Яблоновый
Хребет Джугджур
Хребет Тас-Хаяхтах
Хребет Сунтар-Хаята

на ст. Козельский (850 м у ледника Козельского), по данным Института вулканологии СССР, в среднем за 4 года 26,2 см.

На хребте Сунтар-Хаята ввиду краткости периода абляции значительная часть летнего снега приходится еще на период аккумуляции. Однако на низко расположенных ледниках Полярного Урала и Камчатки задержка таяния льда вследствие летних снегопадов во время охватывающего все лето периода абляции может быть заметной. Так, на леднике Корыто с 3 по 22 июня 1971 г. летние снегопады снизили таяние на 20 % [176].

В умеренном поясе летние погодные условия детально исследованы на Алтае. Здесь облачность еще меньше, чем в субарктическом поясе. На ст. Нижняя Актру (2150 м), расположенной на востоке Центрального Алтая, в среднем за 6 лет облачность равна 6,7/5,4 балла. По данным экспедиционных исследований Томского университета и АН Казахской ССР на Алтае, мало меняется облачность вдоль Северо-Чуйского хребта с запада на восток. Такая же облачность и на южном макросклоне Центрального Алтая. Несколько увеличивается облачность на открытых к северным летним вторжениям хребтах.

Летние осадки в среднем за 18 лет (1957—1974) на ст. Нижняя Актру равнялись 27,8 см [62]. Летние осадки растут с востока на запад и с юга на север. В долине Мульты летом 1973 г. их было вдвое больше, чем в долине Актру, т. е. 50 см. На ледниках Малой Берели их сумма, приведенная нами к периоду 1957—1974 гг., составила 25 см, на севере же 34 см на ледниках Кубадру. Очевидно преобладание летом северо-западных вторжений в отличие от преобладания юго-западных в период аккумуляции. Обильное количество осадков летом обусловливает на Алтае большое значение летних снегопадов. По оценке М. В. Тронова [246], летние снегопады снижают здесь таяния льда на 50—60 г/см², что составлят 30 % его расхода на средней взвешенной высоте области абляции.

По-видимому, столь же велика роль летних снегопадов и в других ледниковых системах умеренного пояса. Во всяком случае, с 11 июля по 18 августа 1958 г. у ледников Кодара в верховьях Верхнего Саукана на высоте 1885 м сильные летние снегопады с метелью отмечались трижды при всех холодных фронтах [208].

Еще больших значений достигают летние осадки во влажных районах южного горного обрамления, несмотря на то что облачность там обычно меньше, чем в более северных зонах. На Кавказе характерные значения общей облачности около 6 баллов отмечаются на Марухском леднике на западе, на ледниках Сванетии и Безенги в центре, на ледниках Казбекского массива на востоке.

На западе Кавказа, в бассейне Марухского ледника, летние осадки по 8 суммарным осадкомерам колеблются от 54 до 68 см. По стационарным наблюдениям нашей экспедиции, на самом леднике они составили в пересчете на все лето 41 см в 1968 г. и 63 см в 1969 г. На Центральном Кавказе количество летних осадков, так же как и значение годовой аккумуляции, уменьшается по мере иссушения влагопотока при пересечении основных хребтов с юго-запада на северо-восток. Так, на леднике Твибери (южный склон) на высоте 2600 м в 1960 г. за июль—август выпало 43,1 см [53], что соответствует летним осадкам около 60 см, а на леднике Башкара (северный склон) на такой же высоте выпало только 24,2 см [103], или около 35 см за лето. Еще дальше к северо-востоку на южном склоне Эльбруса количество летних осадков снижается до 22,5 см на высоте 3050 м и до 31,5 см на высоте 4200 м [179]. Дальше к востоку существенного снижения летних осадков на ледниках не отмечается [144].

Несмотря на значительное количество летних осадков на Кавказе, роль летних снегопадов велика только на высокорасположенных ледниках. Так, на леднике Кельбаши (между 3300 и 3900 м) снегопад 28—29 августа 1966 г. полностью закрыл ледник полуметровым слоем снега и прекратил абляцию льда несмотря на положительные температуры воздуха, последовавшие за снегопадом.

На фирновом плато Эльбруса (3750 м) в 1958 г. выпало только 1,1 см жидких осадков, а остальные 19,4 см составил снег. Согласно подсчетам И. А. Лосевой [169], на этом плато снег выпадал в 1962 г. каждый второй день, а продолжительность снегопадов составляла одну пятую всего времени. В целом из-за снегопадов летом абляция на фирновом плато Эльбруса сократилась на 50 %.

На низких же уровнях роль снегопадов мала, так как большая часть осадков выпадает в жидком виде. На леднике Колка, например, на высоте 2200 м в 1970 и 1971 гг. снега в июле и августе не было вовсе, а на 2850 м в августе выпало 0,2 см твердых и 9,6 см жидких осадков [144]. Почти только жидкими были осадки летом 1960 г. на леднике Башкара и на ледниках Сванетии. Этим объясняется противоположное воздействие аномалий летних осадков на режим высоких и низких ледников. Влажным летом 1967 г. баланс массы низкого Марухского ледника был аномально отрицательным, а высокого ледника Кельбаши — аномально положительным.

В Средней Азии относительная влажность воздуха летом над ледниками повсюду больше, чем над каменной поверхностью. Однако, если на севере Тянь-Шаня и на Заалайском хребте она в среднем достигает 70 %, то на западе Тянь-Шаня и на Памире близка к 50 %. На севере Тянь-Шаня относительная влажность убывает с высотой начиная с середины области абляции, от уровня 3600—3700 м. На Памире убывание влажности с высотой начинается лишь от уровня порядка 5000 м.

Общая облачность над ледниками равна летом приблизительно 6 баллам на открытом для северных летних вторжений Северном Тянь-Шане, 5 баллам в Алайском и Заалайском хребтах; 4 баллам на северо-западном Памире и, наконец, 3 баллам в бассейнах Пскема и Зеравшана, хорошо защищенных от летних вторжений. Нижняя облачность повсюду приблизительно на 1 балл меньше общей.

В соответствии с изменениями облачности меняется и продолжительность солнечного сияния. Если на северном склоне Тянь-Шаня и Заалайского хребта она равна в ледниковой зоне примерно 55 % возможной, то во Внутреннем Тянь-Шане эта цифра повышается до 65 %, а на Памире до 80 %.

Ориентировочное количество летних осадков в ледниковой зоне представлено на рис. 46. Эта карта составлена нами по данным экспедиционных наблюдений на 17 ледниках, а также данных 13

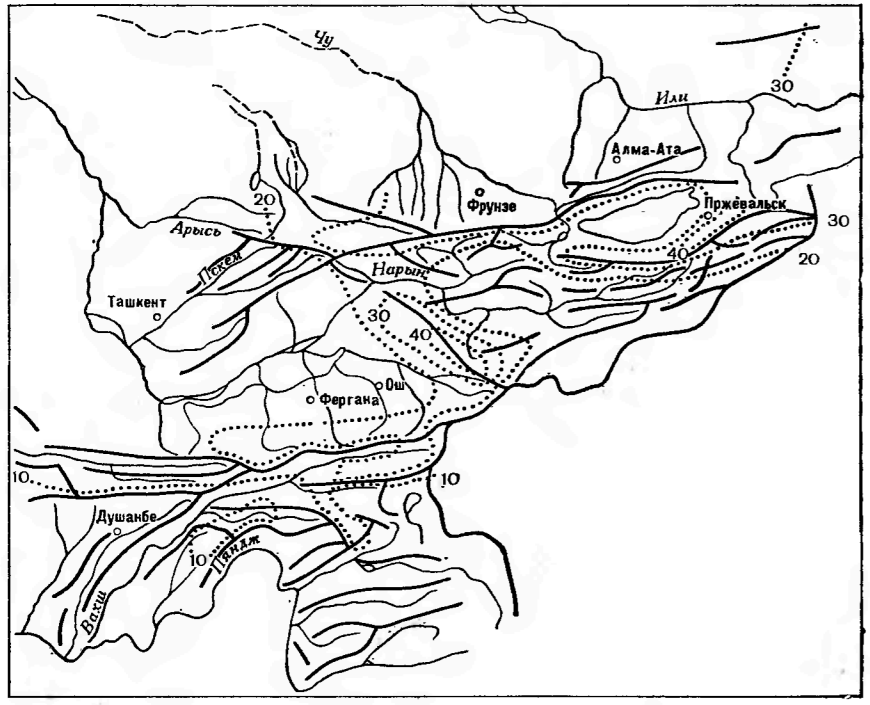


Рис. 46. Количество осадков (см) за лето (июнь—август) в ледниковой зоне Средней Азии.

метеорологических станций и 83 осадкомеров, расположенных в ледниковой зоне, т. е. выше самого низкого из концов ледников в данном районе. Использован в основном период наблюдений 1953—1963 гг. Количество летних осадков убывает с севера на юг, меняясь приблизительно в 10 раз (от 45 до 4 см). Это объясняется ведущей ролью северных вторжений в формировании летних осадков. Осадков больше на северных склонах хребтов. В результате сочетания двух противоположных тенденций — убывания к востоку сумм годовых осадков и роста в том же направлении доли летних осадков в годовой сумме — пояс максимальных осадков летом приходится на среднюю часть горной страны, приблизительно на 73—74° в. д. Второй максимум отмечается на крайнем северо-востоке Средней Азии.

Роль связанных с летними осадками снегопадов в массообмене среднеазиатских ледниковых систем проанализирована И. М. Лебедевой [160]. Фактические данные о соотношении твердых и жидких осадков она свела в таблицу, из которой сделала вывод, что твердые осадки начинают преобладать там, где температура воздуха на ледниках в июле—августе не превышает 3,5 °С, что соответствует, согласно нашему анализу, примерно 2,5 °С в среднем за лето. При температуре воздуха около 1,5 °С в среднем за июль—август и около 0,5 °С в среднем за лето выпадал только снег. Связь летних снегопадов с летней температурой воздуха является, следовательно, одной из причин удовлетворительного применения формул (5.2) и (5.3), используемых в настоящей работе.

Из нашей табл. 18 и оценки И. М. Лебедевой следует, что летние снегопады практически отсутствуют в областях абляции ледников Западного Тянь-Шаня, Ферганского хребта, бассейна Обихингоу, Дарвазского, Гиссарского и Зеравшанского хребтов. На большей части Памира и на западе Джунгарского Алатау летние снегопады случаются лишь в верхних частях областей абляции. На Северном и Внутреннем Тянь-Шане и на северном склоне Заалайского хребта они захватывают большую часть областей абляции. Такой летний снегопад мы наблюдали, например, на леднике Ленина на северном склоне Заалайского хребта на высоте 3800 м и ниже 27 июля 1977 г.

В областях питания в осадках, как правило, преобладает снег. На средней высоте области аккумуляции дожди возможны лишь на западе Тянь-Шаня, в Ферганском хребте, бассейне Зеравшана, Гиссарском хребте и бассейне Обихингоу. Однако во всех этих областях любые летние осадки являются редкостью.

По И. М. Лебедевой, стаивание льда под действием летних снегопадов снижается на 30 % в Джунгарском Алатау и на Северном Тянь-Шане, на 40 % во Внутреннем Тянь-Шане, на 20 % на Западном Тянь-Шане, в бассейнах Ванча, Язгулема и на северо-востоке Алайского хребта, на 6—15 % в остальных районах Памира. В бассейнах Соха, Сурхоба, Обихингоу летние снегопады несущественны для массообмена.

9.4. Расход льда в море и ледниковый сток

Для расчета средних многолетних характеристик массообмена в целых ледниковых системах мы, согласно соображениям, указанным в п. 5.2, использовали допущение о равенстве аккумуляции на высоте границы питания и средней аккумуляции, а значит для длительного периода и средней абляции по леднику. Послойные значения аккумуляции с карт на рис. 29, 33 *а*, 34 *а*, 35 *а*, 36 *а* перемножались на площади ледников по бассейнам или системам между изолиниями и получались значения суммарной абляции

или для горных районов талого ледникового стока. Для полярных покровов из суммарной абляции с целью определения талого стока выделялся оцененный эталонным методом расход льда на айсберги.

В суммарный ледниковый сток, помимо талого ледникового стока, включен сток за счет жидких осадков, выпадающих на поверхность ледников. Мы принимали, что на поверхность ледников в жидком виде выпадает половина летних осадков. Последние же оценивались на основании материалов, приведенных в п. 9.3, в частности для Средней Азии согласно карте (рис. 46).

Для арктических ледниковых систем расчеты баланса массы выполнялись и ранее эталонным методом (см. п. 8.5). Все эти расчеты относились к периоду 1930—1959 гг., т. е. к периоду сокращения оледенения, и поэтому суммарная абляция для всех систем превысила суммарную аккумуляцию. Результаты этих расчетов приведены в табл. 26.

Таблица 26

Расход массы наземного оледенения Советской Арктики (км³ в пересчете на воду)

Ледниковые системы	Метод оценки [1]	Абляция			Сток жидких осадков	Ледниковый сток	
		талый сток	расход в море	всего		объем, км³	слой, см
о. Виктория	1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	45
	2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	35
Земля Франца-Иосифа	1	1,6	2,5	4,1	0,69	4,8	35
	2	4,7	2,3	7,0	1,42	7,7	55
Новая Земля	1	11,9	2,5	14,4	1,42	15,8	67
	2	12,6	2,0	14,6	1,42	16,0	68
о. Ушакова	1	0,09	0,01	0,10	0,01	0,11	35
	2	0,09	0,01	0,10	0,01	0,11	35
Северная Земля	1	3,5	0,8	4,3	0,75	5,0	27
	2	6,5	0,4	6,5	0,75	7,2	39
о-ва Де-Лонга	1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	34
Горы Быранга	1	0,01	—	0,01	0,00	0,01	40
Всего	1	17,1	5,8	22,9	2,9	25,8	46
	2	23,9	4,7	28,6	2,9	31,5	56

[1] 1 — расчеты по полю аккумуляции; 2 — расчеты по эталонному методу (см. п. 8.4).

Только эталонным методом можно оценить расход льда в море. Остановимся на нем подробнее. Общая длина спускающихся в море фронтов ледников в СССР превышает 3500 км. Из них 75 % (2655 км) приходится на Землю Франца-Иосифа, где они составляют 59 % береговой линии архипелага [192]. На Земле

Франца-Иосифа на 1 км ледяных берегов приходится 5 км² площади ледниковых покровов. Примерно 5 км² ледника приходится на 1 км ледяного берега о. Ушакова, несколько меньше эта цифра для малых ледниковых покровов о. Виктории, о-вов Де-Лонга. На Новой Земле длина морских фронтов ледников равна лишь 190 км, так что на каждый километр фронта там приходится более 125 км² ледникового покрова, что обусловливает большие скорости и большой расход льда выводных ледников. В ледниковой системе Северной Земли длина морских фронтов ледников составляет примерно 450 км, на каждый из которых приходится более 35 км² ледников. Однако на Новой Земле и Северной Земле далеко не все ледники достигают берега и разгружаются через ледяные берега.

Ледяные берега разделяются нами на три типа [192]: 1) стабилизировавшиеся у уреза воды, когда скорость абразии равна или превосходит скорость движения льда; 2) выдвигающиеся за урез воды, но не достигающие линии всплывания, в этом случае скорость движения превышает абразию у уреза воды, но уступает ей на линии всплывания; 3) выдвигающиеся до линии всплывания, где достигается гидростатическое равновесие ледников и воды. В третьем случае скорость движения ледников превышает скорость абразии морем и в расходе льда участвует отел айсбергов.

Берега первого типа — фронты малоподвижных присклоновых ледников и мелких ледниковых куполов. Берега второго типа — слабо дифференцированные края ледниковых куполов и щитов и боковых частей выводных ледников. К первым двум типам относится около 1000 км ледниковых фронтов Земли Франца-Иосифа, ледниковые фронты островов Виктории, Ушакова, Де-Лонга, Шмидта, Пионер и Комсомолец на Северной Земле. Берега третьего типа — фронты выводных ледников. К ним относится 1570 км фронтов на Земле Франца-Иосифа, практически все фронты на Новой Земле и на о. Октябрьской Революции на Северной Земле.

Очевидно, что если волновая и термическая абразия происходят на ледяных берегах всех видов, то айсберги отрываются только от берегов третьего типа. Представление об относительной роли различных процессов разрушения на фронтах третьего типа может быть составлено на основе наблюдений на фронте выводного ледника Седова на о. Гукера. Там фактическое выдвижение обрыва в период между отелами шло со скоростью около 30 м/год при скорости движения льда 50 м/год. Отсюда следует, что 20 м/год приходится на волновую и термическую абразию и только 30 м/год на откол айсбергов. Следовательно, на долю морской абразии приходится 30—40 % расхода льда на фронтах выводных ледников и более 90 % на фронтах ледниковых куполов и присклоновых ледников. Расход льда на контакте ледников с морем не может отождествляться с потерями на айсберги.

Для Земли Франца-Иосифа, на основании измерений О. Н. Виноградовым скорости движения льда у берегов различного типа

и вычисления удельного расхода льда на километр погонной длины, годовой расход льда в море определен нами в 2,3 млрд. т (2,3 км³ в пересчете на воду). Расход льда новоземельского ледникового покрова оценен О. П. Чижовым по данным аналогичных измерений и определения средней за 30 лет величины отступания фронтов выводных ледников в 2,0 млрд. т в год. Для остальных ледниковых систем расход льда для того же периода (1930—1960 гг.), к которой относятся указанные выше измерения, оценен суммарно без измерений в 0,4 млрд. т в год [70, 275].

Результаты расчета суммарного массообмена по полю аккумуляции на высоте границы питания ледников приведены в табл. 26. По принятым допущениям, этот расчет относится к стационарным условиям и поэтому по сравнению с «эталонными» оценками для 1930—1959 гг. дает бóльшую аккумуляцию и меньшую абляцию. В нынешних улучшившихся [157, 288] условиях существования оледенения Арктики именно расчеты, допускающие стационарность оледенения, по-видимому, более близки к современному положению. Очевидно, что расход льда на айсберги возрастает вместе с ростом чистого баланса и аккумуляции, о чем, в частности, свидетельствуют большие величины расхода ледника Седова в 1947—1949 гг., когда баланс массы был близок к стационарному, по сравнению с 1957—1959 гг., когда баланс был отрицательным. Поэтому мы повысили расход на айсберги по сравнению с эталонным расчетом во столько же раз, во сколько увеличилась в нашем расчете суммарная аккумуляция. Остальная часть расхода отнесена за счет таяния.

Итак, суммарная величина расхода арктических ледниковых систем составляет около 23 км³ с колебаниями от 20 км³ в годы с нарастанием ледников до 29 км³ в годы с усиленным их сокращением. Эта величина составляет лишь 3—4 % суммарного массообмена ледниковых систем Арктики, львиная доля которого приходится на Гренландию [134].

Если принять наши оценки ледникового стока и сток с неледниковой суши по В. В. Иванову [181], то получим норму стока с Земли Франца-Иосифа 5,2 км³ (в том числе 0,4 км³ с неледниковой суши, площадь которой равна там 2360 км²), с Новой Земли 35,7 км³, с Северной Земли 8,7 км³, а суммарного островного стока 55,7 км³/год.

На ледниковый сток на арктических островах в среднем приходится 46 %, что означает в 2 раза большую, чем у неледниковой суши, стокообразующую эффективность ледников. На Земле Франца-Иосифа доля ледникового стока достигает 92 %, на Новой Земле 44 %, на Северной Земле 57 %. В противоположность более низким широтам продолжительность ледникового стока вместе с расходом на айсберги больше, чем у стока с неледниковой суши, так что летом его роль не возрастает, как всюду, а снижается.

Из ледникового стока приблизительно одна четверть приходится на сток льда в море. Из них примерно 3,8 км³ приходится

на айсберги, разносимые течениями в море (1,5 км³ на Земле Франца-Иосифа — 60 % ледникового стока, 2,0 км³ на Новой Земле — 80 %, 0,2 км³ на Северной Земле — 25 %). Остальные 2,0 км³ приходятся на термическую и волновую абразию ледяных берегов морем.

Ни для одной из ледниковых систем Субарктики, включая оледенение Урала, где имеются длительные ряды наблюдений за балансом массы нескольких ледников, не делалось до сих пор каких-либо оценок суммарных значений массообмена или ледникового стока. Результаты такой оценки по полю аккумуляции на высоте границы питания приведены в табл. 27.

Таблица 27

Средний многолетний сток в ледниковых системах субарктического пояса

Ледниковая система	Талый ледниковый сток		Сток жидких осадков с ледников, км³	Суммарный ледниковый сток	
	слой, см	объем, км³		слой, см	объем, км³
Урал	167	0,05 [1]	0,00	181	0,05 [1]
Путорана	174	0,00	0,00	189	0,00
Орулган	158	0,03	0,00	173	0,03
Сунтар-Хаята	114	0,23 [2]	0,04	132	0,27 [2]
Хребет Черского	127	0,20	0,02	139	0,22
Корякское нагорье	182	0,45	0,03	196	0,48
Камчатка	198	1,73	0,17	218	1,90 [3]
Всего	175	2,70	0,26	192	2,96

[1] В том числе 0,03 км³ в Обь и Кару и 0,02 км³ в Печору.
[2] В том числе 0,14 км³ в бассейн Индигирки, 0,06 км³ в бассейн Лены и 0,07 км³ в бассейн Охотского моря.
[3] В том числе 1,34 км³ в Беринтово море и открытый океан и 0,56 км³ в Охотское море.

Согласно табл. 27, суммарный массообмен в ледниковых системах Субарктики, включая неизвестные пока его величины по Хараулаху и Чукотке, не превышает 3 км³.

Оценка А. Т. Левиным и В. М. Савченко [164] доли ледникового стока в стоке Индигирки (более 2 %) завышена. Источник преувеличения состоит в отнесении ко всей площади ледников величины таяния 235 г/см² (2350 мм), характериой лишь для нижней части области абляции, как следует из табл. 24.

Доля ледникового стока в летние месяцы в субарктической зоне возрастает незначительно, так как зимой прекращается сток не только на ледниках, но и в остальных частях бассейнов.

Значения ледникового стока в ледниковых системах умеренного пояса Сибири, рассчитанные по полю аккумуляции для стационарных условий, приведены в табл. 28.

Таблица 28

Средний многолетний сток в ледниковых системах умеренного пояса

Ледниковая система	Талый сток (абляция)		Сток жидких осадков с ледников, км³	Суммарный ледниковый сток	
	слой, см	объем, км³		слой, см	объем, км³
Центральный Алтай	155	1,07	0,16	178	1,23
Восточный Алтай	160	0,13	0,01	176	0,14
Южный Алтай	175	0,23	0,02	190	0,25
Алтай в целом	158	1,43	0,19	179	1,62
Кузнецкий Алатау	519	0,03	0,00	539	0,03
Саяны	239	0,07	0,00	254	0,07
Кодар	154	0,03	0,00	164	0,03
Всего	162	1,56	0,19	182	1,75

В годы с повышенной абляцией, преобладавшие во второй трети XX столетия, ледниковый сток составлял, по-видимому, на Алтае около 1,7 км³, а всего в умеренном поясе 1,8—1,9 км³. В целом ледниковый сток по материковой части Сибири и Дальнего Востока составляет в стационарных условиях 4,3 км³, а в годы с теплым летом превышает 5 км³. Заметное участие он принимает в питании верховьев Оби и Иртыша.

Доля ледникового стока Катуни в створе Малый Яломан (площадь бассейна 36 700 км²) достигает 11 % (1,3 км³ из 12,0 км³ при степени оледенения 2,1 %) в стационарных условиях. В теплые годы она превышает, по-видимому, 14 %. В бассейнах Аргута и особенно Чуи, где средний по бассейну модуль стока мал, доля ледникового стока возрастает еще более, достигая в створе Белый Бом в бассейне Чуи 34 % (0,37 км³ из 1,07 км³). Модуль стока с ледников здесь по крайней мере в 10 раз превосходит средний по бассейну. Несмотря на ничтожную роль ледникового таяния в стоке Бии, в Оби у створа Фоминское ледниковый сток равен все еще 3,5 % при степени оледенения 0,8 %. Более 6 % составляет ледниковый сток в верховьях Бухтармы и ее притока Берели. В устье Бухтармы (Кондратьево, степень оледенения 0,5 %) ледниковый сток равен 2,4 % (0,17 км³ из 6,74 км³). В других притоках Иртыша он пренебрежимо мал (около 0,1 %).

В реках бассейнов Енисея и Лены (Кодар) доля ледникового питания также ничтожна, составляя доли процента. Исключение — р. Кемчик, где она достигает 3,5 % в верхнем течении (2,7 км выше Алаша) и около 2 % в нижнем (0,07 км³ из 3,39 км³ в створе выше устья Чаданы). Летом доля ледникового питания возрастает приблизительно в 1,5—2 раза, доходя в Катуни, например, до 16 %, а в Оби после слияния Катуни и Бии до 5 %.

Согласно прежним оценкам, роль ледников в стоке Катуни [253] считалась несколько большей. Б. В. Фащевский анализировал гидрографы за 1932—1964 гг., т. е. для периода, когда абляция преобладала над аккумуляцией на ледниках и, по-видимому, была выше средней. Наши же расчеты по полю аккумуляции относятся к стационарному режиму оледенения и, естественно, дают меньшие (на 10—20 %) значения ледникового стока.

Ледниковый сток по полю аккумуляции на Кавказе определен нами совместно с А. М. Тареевой. Результаты приведены в табл. 29. Ледники занимают лишь 1 % площади горной системы Кавказа, с границей которой приблизительно совпадают использованные в табл. 29 самые высокие по течению рек створы. Следовательно, гидрологическая эффективность ледников на Кавказе в 8—9 раз выше эффективности «средней» территории высокогорья и среднегорья. Это связано не только с большим количеством осадков и их дополнительной метелевой и лавинной концентрацией, но и с высокими значениями коэффициента стока.

Таблица 29

Роль ледникового стока в питании рек Большого Кавказа [146]

Бассейн реки	Площадь ледников, км²	Абляция (талый ледниковый сток)		Сток за счет жидких осадков с ледников, км³	Суммарный ледниковый сток, км³	Доля ледникового стока от годового, %	
		слой, см	объем, км³			в верховьях [1]	в устьях
Кубань	220	269	0,59	0,07	0,66	10	6
Терек	713	147	1,05	0,14	1,19	18	11
Сулак	46	189	0,09	0,01	0,10		2
Самур	9	168	0,02	0,00	0,02	3	1
Кусарчай	3	92	0,00	0,00	0,00		
Мзымта	2	384	0,01	0,00	0,01	2	1
Бзыбь	8	343	0,03	0,00	0,03	2	1
Келасури	2	343	0,01	0,00	0,01		3
Кодори	60	317	0,19	0,02	0,21		7
Ингури	288	266	0,77	0,08	0,85	24	15
Хоби	2	423	0,01	0,00	0,01	9	4
Риони	63	222	0,14	0,01	0,15	19	1
Кура	8	237	0,02	0,00	0,02	2	0
Всего	1425	206	2,93	0,32	3,25	9	6

[1] Суммарная оценка по самым верхним по течению реки створам, замыкающим бассейны с оледенением.

Э. Н. Ходос [263] для оценки талого ледникового стока Кавказа использовала гипсографические кривые оледенения. Сток из каждого высотного пояса вычислялся с помощью сумм положительных температур и температурного коэффициента таяния. Ею получена величина 2,1 км³, что, по-видимому, занижено, так как не учтен рост температурного коэффициента таяния с высотой. По расчетам Л. А. Владимирова [45], суммарный годовой талый ледниковый сток Кавказа равен 4,2 км³, что соответствует слою 290 см (по нашей оценке, 206 см). Столь высокий ледниковый сток явно

не соответствует стационарному состоянию оледенения, но может иметь место в теплые годы, какими явились в среднем годы недавнего периода сокращения оледенения, к которым относятся расчеты Владимирова.

В среднем за 1895—1965 гг., к которым относятся и расчеты Л. А. Владимирова, В. Д. Панов [203] оценил убыль льда в 1,1 км³. В сумме с рассчитанным нами таянием в стационарных условиях (3,2 км³) это дает ледниковый сток 4,3 км³, совпадающий с определением Владимирова. Панов [201] оценил, пользуясь принципиально тем же методом, что и Ходос, с дополнительным учетом внутреннего питания ледников в бассейне Кубани, долю такого ледникового стока для Кубани в 5 %, для Терека в 15 % (по нашим расчетам, 5 и 11 %). Согласно Панову, доля ледникового стока в летний период в 1,8 раза больше, чем в среднем за год. Тогда в целом для горного Кавказа, по нашей оценке, доля ледникового стока возрастает для лета до 16 %, в устье Кубани достигает 11 %, Терека — 20 %, а Ингури — 27 %.

Наибольшее практическое значение имеют абляция льда и ледниковый сток в ледниковых системах Средней Азии, где ледниковая вода используется для орошения и водоснабжения в засушливый летний сезон. Ледниковый сток в целом для Средней Азии оценивался О. П. Щегловой [291], В. Л. Шульцем [282] и А. О. Кеммерихом [124]. Щеглова рассчитывала ледниковое таяние по суммам положительных температур в разных высотных поясах. Отсутствовавшие гипсографические кривые заменялись модельными. Шульц основывал свои выводы на анализе расчетов Щегловой и расчленении гидрографа в некоторых эталонных бассейнах. Кеммерих целиком выделял сток ледников на гидрографах, что делает его оценки полностью независимыми от наших. Все указанные авторы теоретически не включали в ледниковый сток снег, тающий на языках, но принимаемая ими слишком ранняя дата конца таяния этого снега приводила к тому, что часть снега на ледниках, а также часть тающего снега вне ледников попадали в ледниковую составляющую питания.

Мы заново определили сток по полю аккумуляции в ледниковых системах Средней Азии (см. рис. 35 *а*). О связи поля аккумуляции со стоком свидетельствует подобие этого поля полю изогипс речного стока, равного 50 см, построенному В. Г. Ходаковым (рис. 47). На это последнее поле нанесены отметки, где сток на высотных зависимостях достигает 50 см. Горизонтальные различия в этих отметках представлены в виде системы изолиний, оказавшихся во многом подобными системе на рис. 35, несмотря на совершенно независимую исходную информацию. В высокогорной зоне слой ледникового стока хорошо коррелирует со слоем годового стока со всей поверхности ввиду высоких и относительно устойчивых значений коэффициента стока в обоих случаях.

Основные пространственные закономерности поля ледникового стока связаны с осадками и не отличаются (хотя бы по построению) от закономерностей поля аккумуляции, уже проанализированных в главе 8. Результаты расчета ледникового стока по отдельным ледниковым системам и крупным речным бассейнам представлены в табл. 30 и 31. Суммарная аккумуляция и абляция

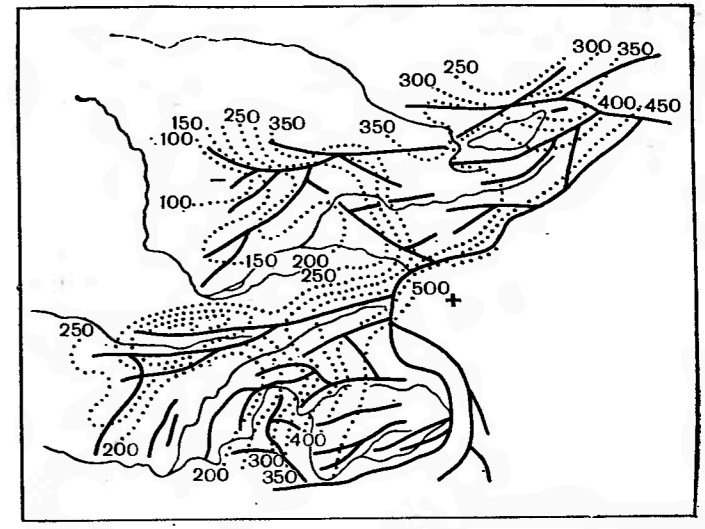


Рис. 47. Изогипсы (метры над уровнем моря) годового стока, соответствующего слою 50 см.

в ледниковых системах южного горного обрамления СССР равняется 20,5 км³, а сток с ледников вместе со стоком с них жидких осадков достигает 22,2 км³. Обращает внимание не только абсолютно большие значения слоя стока с ледников в Средней Азии,

Таблица 30

Средний многолетний ледниковый сток в ледниковых системах Средней Азии

Ледниковая система	Абляция (талый ледниковый сток)		Сток жидких осадков с ледников, км³	Суммарный ледниковый сток	
	слой, см	объем, км³		слой, см	объем, км³
Саур	133	0,02	0,00	143	0,02
Джунгарский Алатау	111	1,11	0,15	126	1,26
Северный Тянь-Шань	78	1,12	0,18	91	1,30
Внутренний Тянь-Шань	58	3,14	0,76	72	3,90
Западный Тянь-Шань	137	0,57	0,02	142	0,59
Тянь-Шань в целом	67	4,83	0,96	80	5,79
Гиссаро-Алай	152	3,30	0,10	156	3,40
Памир	110	8,25	0,18	112	8,42
Средняя Азия в целом	97	17,51	1,39	105	18,90

Таблица 31

Средний многолетний ледниковый сток в отдельных бассейнах Средней Азии

Бассейн	Площадь оледенения, км²	Слой талого стока с ледников, см	Объем стока с ледников, м³/год			Доля в суммарном стоке с бассейна, %	
			по полю аккумуляции		по А. О. Кемме-риху	за год	в период абляции льда
			талый сток	вместе с жидкими осадками			
Арысь	36	174	0,06	0,06		2,9	14
Пскем	128	156	0,20	0,21	0,60	3,0	15
Чаткал	51	148	0,08	0,08			
Нарын	1 370	66	0,90	1,11	1,29	8,3	22
Карадарья	118	104	0,12	0,14	1,45	8,4	24
Южный борт Ферганской долины ниже Карадарьи	856	104	0,89	0,93			
Сырдарья	2 560	88	2,25	2,53	3,34	6,5	20
Сурхандарья	84	235	0,20	0,20	0,67	4,6	16
Кафирниган	106	258	0,27	0,28			
Кызылсу Западное	649	99	0,64	0,67			
Муксу	2 120	89	1,88	1,93	1,69	60	
Сурхоб ниже слияния Кызылсу и Муксу	401	205	0,82	0,83			
Обихингоу	712	177	1,26	1,28	1,52	18	
Вахш	3 880	119	4,61	4,71	5,04	23	49
Ванч	354	191	0,68	0,69	0,61	44	
Язгулем	313	207	0,65	0,66	0,44	53	
Бартанг с Мургабом	1 660	99	1,64	1,67	1,58	39	
Гунт	634	110	0,71	0,72	0,86	21	
Пяндж, мелкие притоки	499	95	0,43	0,44			
Пяндж	3 460	118	4,10	4,18	4,56	24	56
Амударья	7 530	122	9,18	9,37	10,14	15	44
Все бассейны со стоком в Аральское море	10 090	113	11,40	11,90	13,48	14	39
Зеравшан	560	175	0,98	1,01	1,52	16	31
Кашкадарья	20	230	0,05	0,05		7,4	
Талас и Асса	163	118	0,19	0,20	0,93	10	35
Чу	730	76	0,56	0,63			
Все бассейны со стоком, рассеивающимся в бассейне Аральского моря	1 470	121	1,77	1,89	2,50	13	31
Весь бассейн Аральского моря	11 560	114	13,20	13,79	15,98	14	38
Оз. Каракуль	390	45	0,18	0,19	0,12	13	19
Оз. Чатыркуль	3	79	0,00	0,00			
Оз. Иссык-Куль	650	84	0,55	0,65	0,53	17	34
Или (в СССР без Джунгарии)	756	78	0,59	0,68	0,73		
Оз. Балхаш (Джунгария)	890	113	1,00[1]	1,14	0,91	10	24
Озера Жаланашколь и Сасыкколь	110	100	0,11	0,12			
Все бассейны со стоком в другие озера	2 800	87	2,43	2,78	2,30	11	25
Сарыджаз	2 560	48	1,22	1,60	1,64	49	81
Кокшаал	690	58	0,40	0,47	0,63	16	22
Кызылсу Восточная и Маркансу	340	67	0,23	0,24	0,15	50	91
Все бассейны со стоком в Китай	3 590	52	1,85	2,31	2,42	34	54
Все бассейны Средней Азии (без Саура)	17 950	97	17,48	18,88	20,69	14	37

[1] В том числе 0,27 км³ в реки Биен, Аксу, Лепса, 0,40 км³ в Каратал, 0,33 км³ в реки Хоргос и Усек.

но и его относительно малые значения по сравнению со слоем ледникового стока в других ледниковых системах — Кавказа и Сибири. Это связано, во-первых, с большей континентальностью Средней Азии, т. е. с меньшей влажностью (относительной) поступающих сюда воздушных масс, и, во-вторых, с меньшей концентрацией снега на здешних крупных ледниках.

Итак, суммарный ледниковый сток в Средней Азии оценивается нами в 19 км³. Для Средней Азии в целом его доля составляет несколько более 13 % в суммарном годовом стоке для талого ледникового стока и 14 % для суммарного ледникового стока вместе с жидкими осадками на ледниках. Доля ледникового стока в отдельных бассейнах за год и за лето приведена в табл. 32.

Сопоставление доли ледников в стоке с их долей в площади водосбора дает возможность оценить стокообразующую эффективность поверхности ледников. В годовом стоке ледниковая поверхность в три раза эффективнее средней поверхности водосборов. В наиболее практически важный период абляции стокообразующая активность поверхности ледников в 10 раз выше, чем в среднем по бассейнам, на ледники приходится почти 40 % общего стока с гор в это время. Однако ресурсов ледников недостаточно для обеспечения многолетнего регулирования стока. Судя по расчетам такого регулирования [172], даже весь годовой объем ледникового стока составляет около половины необходимого регули-

Таблица 32

Стокообразующая эффективность поверхности ледников

Бассейн	Степень оледенения	Доля стока с ледников в суммарном стоке, %		Отношение доли оледенения в стоке к степени оледенения	
		за год	за период абляции	год	период абляции
Амударья	6,6	15,0	44	2,3	6,7
Сырдарья	1,7	6,5	20	3,8	11,8
Зеравшан	3,2	16,0	31	5,0	9,7
Чу, Талас, Асса	2,3	9,8	35	4,3	15,2
Каракуль, Чатыркуль, Рангкуль	5,2	13,0	19	2,5	3,7
Иссык-Куль	5,1	17,0	34	3,3	6,7
Балхаш, Сасыкколь, Жаланашколь	2,5	14,0	32	5,6	12,8
Сыръджаз и Кокшаал	15,5	36,0	50	2,3	3,2
Кызылсу Восточная и Маркансу	12,8	52,0	94	4,1	7,3

рующего объема и около 20 % нужных для получения такого регулирования объемов водохранилищ.

Во всех приведенных выше расчетах мы пользовались нормами суммарного стока, принятыми А. О. Кеммерихом [124]. Они достаточно близки к оценкам М. И. Львовича и И. Д. Цигельной, но более детализированы. Существенно различаются оценки для рек Чу, Талас и Зеравшан. Ориентируясь на устойчивость показателей, приведенных в последних графах табл. 32, мы выбрали для Таласа и Чу оценки Львовича и Цигельной, а для Зеравшана оценку Кеммериха.

В годы с аномально низким стоком роль оледенения существенно возрастает. Характерный коэффициент вариации C_V стока крупных рек Средней Азии равен 0,20. В маловодные годы ледниковый сток возрастает. Его вариации в целом пока не исследованы, но характерное значение C_V, судя по отдельным бассейнам, равно 0,15. Тогда оказывается, что в маловодный год талый ледниковый сток достигает 21 км^3, а его доля в годовом стоке может возрасти до 19 % (норма 13,2 %), а в многоводный в целом для Средней Азии год снизится до 9—10 %. В катастрофически маловодный год, со стоком обеспеченностью более 95 %, доля ледникового стока в годовом может возрасти до 35 %.

Сопоставим наши результаты с результатами других упомянутых методов расчета. А. О. Кеммерих [124] получил для Средней Азии ледниковый сток 20,7 км^3 в год в среднем многолетнем, считая, что этот сток начинается с 1 июля и что на него приходится вся часть речного стока, отрезаемая на гидрографе прямой линией, соединяющей расход 1 июля с расходом в конце половодья. Результаты расчетов Кеммериха по отдельным бассейнам также приведены в табл. 31. Для Памира они хорошо совпадают с нашими расчетами. Так, ледниковый сток по Вахшу и Пянджу у Кеммериха лишь на 6 и 8 % больше стока, рассчитанного нами по полю аккумуляции. На Тянь-Шане же расхождение в среднем достигает 40 %. Это обусловлено, во-первых, сокращением оледенения за период, для которого анализировались гидрографы, и во-вторых, тем, что на Тянь-Шане существенны летние снегопады, и в ледниковый сток у Кеммериха оказался включенным большой объем снеговых талых вод с неледниковых территорий. На Восточном Памире, где ледниковый сток по Кеммериху оказался ниже нашего, снежники практически отсутствуют из-за неблагоприятного для них рельефа и сильного испарения.

Оценки В. Л. Шульца по градусо-дням положительных температур [282] привели его к выводу, что ледниковый сток во всяком случае меньше 16 % общего стока. Как видим, наш расчет показывает, что указанная оценка Шульца верна.

9.5. Выводы

1. Почти во всех ледниковых системах ведущим фактором абляции льда служит солнечная радиация. Ее вклад в таяние изменяется не столько с континентальностью климата, сколько с широтой. Наибольшая роль радиации — в ледниковых системах южного горного обрамления, наименьшая — в субарктическом поясе.

2. По роли процессов испарения — конденсации в тепловом балансе различаются четыре типа ледниковых систем: 1) с конденсацией во внутренних областях питания и испарением в областях расхода по периферии ледниковых покровов (высокоарктические системы); 2) с конденсацией по всей поверхности ледников (Новая Земля, Субарктика, умеренный пояс кроме Камчатки, Западный Кавказ); 3) с испарением по всей поверхности ледников (внутренние ледниковые системы Средней Азии); 4) с испарением в областях питания и конденсацией в областях расхода ледников (Камчатка и горы южного обрамления в зоне перехода от морского к континентальному климату).

3. Расчетное таяние за сезон абляции достигает 8—10 м в слое воды у концов самых крупных ледников южного горного обрамления и вовсе отсутствует на обледенелых склонах крупнейших вершин Средней Азии и Камчатки. В Арктике расчетное таяние за сезон абляции нигде не превышает (в слое воды) 1,5 м, в Субарктике 5 м, в умеренном поясе 6 м, на Кавказе 9 м, Тянь-Шане 5 м, Гиссаро-Алае 9 м, Памире 10 м.

4. Облачность над ледниками изменяется в большей степени с широтой, чем со степенью континентальности климата. Она снижается от 9/8—8/6 баллов в Арктике до 8/7—7/5 баллов в Субарктике, 7/6—6/5 баллов в умеренном поясе, 6/5—4/3 балла в поясе южного горного обрамления. Бо́льшие цифры относятся к «морским» районам, меньшие — к континентальным.

5. Летние осадки в низких широтах в большей степени зависят от континентальности климата, чем в высоких. Они составляют

около 100 мм повсюду в Арктике, 250—300 мм в Субарктике, 500 мм на западе и 250 мм во внутренних частях Алтая, 600 мм на западе Кавказа, 250—300 мм в «дождевой тени» Центрального Кавказа и 300—400 мм на востоке Кавказа. В Средней Азии количество летних осадков изменяется от 300—400 мм на Ферганском хребте и в доступных для летних северных вторжений частях Тянь-Шаня до 40—50 мм на защищенном от этих вторжений Памире.

6. Летние снегопады снижают таяние на 10 % в Арктике, на 20 % в Субарктике и на 30 % в умеренном поясе. На Кавказе они снижают на 50 % таяние в высоких зонах и практически вовсе не влияют на него у низких концов ледников. В Средней Азии, согласно И. М. Лебедевой, летние снегопады в различных районах снижают абляцию от 5 до 40 %.

7. Вычисленный по полям аккумуляции годовой ледниковый сток для стационарного состояния ледниковых систем составляет в арктическом поясе 25,8 км^3, в субарктическом 3,0 км^3, в умеренном, 1,8 км^3, в поясе южного горного обрамления 22,2 км^3, для СССР в целом 52,8 км^3, в том числе 41,9 км^3 — талый сток, 5,8 км^3 — расход льда в море, 5,1 км^3 — сток жидких осадков с ледников. Расход льда в море и сток жидких осадков оценены эталонным методом.

8. Доля ледникового стока в суммарном стоке с территории СССР в 3—4 раза превышает долю оледенения в его площади. Соответственно выше средней стокообразующая эффективность ледниковой поверхности. В поясе южного горного обрамления в летние месяцы стокообразующая эффективность в 10 раз выше средней по территории. В остальных поясах она летом возрастает слабо по сравнению с годовой.

9. Доля ледникового стока в суммарном составляет около 50 % для арктических островов, 15 % (37 % летом) для Средней Азии, 9 % для Кавказа, 3 % для Алтая, 1 % и менее для остальных территорий.

Глава 10

Интегральные характеристики массообмена в ледниковых системах на территории СССР

Основные составляющие массообмена в ледниковых системах СССР — приход и расход вещества в них — до сих пор мы рассматривали по отдельности. В настоящей, заключительной главе мы остановимся на некоторых выводах, основанных на оценке

обеих указанных составляющих, т. е. на интегральных характеристиках массообмена. Эти выводы не покрывают всех возможных, а служат скорее примером совместного использования материалов предыдущих двух глав.

10.1. Соотношение факторов аккумуляции и абляции в климатических условиях существования ледников

Сопоставление трех полей — полей приведенной летней температуры воздуха, аккумуляции и высоты границы питания — позволяет судить об относительном вкладе различий в аккумуляции и абляции в пространственную изменчивость климатических условий существования ледников. Простейшей мерой такого вклада служит соотношение углов между изолиниями.

Там, где все три системы изолиний совпадают (Камчатско-Корякская система), оба фактора действуют совместно, причем больше вклад того фактора, где модуль градиента (gr_{ab} для поля абляции и gr_{ac} для поля аккумуляции) больше (градусы температуры следует пересчитать в миллиметры абляции по формулам (5.2) и (5.3)). Это правило верно и при строго противоположных направлениях градиентов. Таковы условия на побережье Северного Ледовитого океана, в частности на северном макросклоне хребта Черского. Ведущими там оказываются условия абляции. Наоборот, в хребте Сунтар-Хаята, на южном макросклоне хребта Черского и на Новой Земле ведущими оказываются условия аккумуляции.

В субарктических системах Полярного Урала, Орулгана, Путораны, а также на Кодаре и в Восточном Саяне изолинии аккумуляции направлены под 90° к изолиниям летней температуры воздуха. В Орулгане, Путоране, Кодаре, Восточном Саяне изохионы совпадают по направлению с изолиниями аккумуляции и значит полностью ею определяются. На Урале, оледенение которого сильно растянуто с севера на юг, изолинии аккумуляции отклоняются от изохион на 30°, изолинии приведенной летней температуры — на 60°. Соответственно вклад аккумуляции в пространственную изменчивость вдвое выше вклада абляции.

В Кузнецком Алатау, наоборот, изохионы развернуты ближе к изолиниям абляции, которые и определяют в первую очередь положение малых ледников. Различия в аккумуляции в условиях избыточной концентрации снега там менее существенны.

Близко к нормальному (под 90°) сопряжение изолиний полей аккумуляции и летних температур воздуха на Алтае, в Сауре, Джунгарском Алатау, Западном Тянь-Шане и на Памире. Направление изохион в этих системах в целом близко к биссектрисам между упомянутыми изолиниями, а следовательно, вклад абляции и аккумуляции в пространственную изменчивость здесь одинаков.

На Северном и Внутреннем Тянь-Шане факторы абляции и аккумуляции действуют совместно, так как северные и северо-западные вторжения, приносящие сюда осадки, одновременно

являются холодными. Естественно, поле изохион в макрозакономерностях напоминает любое из указанных полей.

В Гиссаро-Алае, для которого характерны южные и юго-западные вторжения, воздействие условий аккумуляции и абляции на жизнь ледников противоположно. Судя по полю изохион, доминируют условия аккумуляции. Аналогична ситуация на Кавказе, где граница питания повсеместно ниже на юго-западном макросклоне, несмотря на его неблагоприятную экспозицию и доступность для теплых воздушных масс, отражающихся в поле приведенных температур.

Из сказанного следует, что любое из трех полей характеристик ледниковых систем (абляции, аккумуляции и изохион) может быть вычислено по двум другим. Необходимо лишь знать направление и густоту изолиний в двух известных системах в сопоставимых системах единиц исходя из нижеследующих уравнений.

Модуль градиента температуры воздуха gr_t пересчитывается в модуль градиента абляции с применением (5.2):

$$\mathrm{gr}_{ab} = 3\,(9{,}5 + \bar{t}_л)^2\,\mathrm{gr}_t. \qquad (10.1)$$

Здесь $\bar{t}_л$ — средняя летняя температура на границе питания ледников;

$$t_л = t_{пр} - \gamma\,\Delta H - \Delta t, \qquad (10.2)$$

где $t_{пр}$ — приведенная средняя летняя температура; γ — вертикальный градиент температуры, принимаемый для различных ледниковых систем в соответствии с рекомендациями п. 7.1; Δt — скачок при переходе с каменной поверхности на ледяную, в среднем равный 1 °С (см. п. 5.2). Соответственно

$$\mathrm{gr}_t = \frac{\mathrm{gr}_{ab}}{3\,(9{,}5 + \bar{t}_л)^2}. \qquad (10.3)$$

Для приведения изолиний высоты границы питания к сопоставимой системе единиц их модуль градиента gr_H пересчитывается в модуль приведенного градиента gr_h, равный градиенту абляции и соответствующий градиенту температур, отвечающих градиенту изохион в данной точке, согласно (5.2):

$$\mathrm{gr}_h = 3\,(9{,}5 + \bar{t}_л)^2\,\mathrm{gr}_H\gamma. \qquad (10.4)$$

Соответственно

$$\mathrm{gr}_H = \frac{\mathrm{gr}_h}{3\gamma\,(9{,}5 + \bar{t}_л)^2}. \qquad (10.5)$$

Тогда

$$\frac{\cos\alpha}{\cos\lambda} = \frac{\mathrm{gr}_{ac}}{\mathrm{gr}_{ab}}, \qquad (10.6)$$

где α — угол между направлениями изолиний аккумуляции и изохион, $\lambda = (\beta - \alpha)$ — угол между направлениями изолиний абляции и изохион, β — угол между направлениями изолиний аккумуляции и абляции;

$$\mathrm{gr}_h = \mathrm{gr}_{ac}\cos\alpha + \mathrm{gr}_{ab}\cos\lambda. \qquad (10.7)$$

Уравнения (10.6) и (10.7) образуют систему из двух уравнений с двумя неизвестными, из которой могут быть определены модуль градиента и направление одной системы изолиний по двум другим. Например, при неизвестном поле аккумуляции

$$\mathrm{gr}_{ac} = \sqrt{\frac{(\mathrm{gr}_{ab})^2\cos\lambda - \mathrm{gr}_{ab}\,\mathrm{gr}_h}{\cos\lambda}}; \qquad (10.8)$$

$$\cos\alpha = \frac{\cos\lambda}{\mathrm{gr}_{ab}}\sqrt{\frac{(\mathrm{gr}_{ab})^2\cos\lambda - \mathrm{gr}_{ab}\,\mathrm{gr}_h}{\cos\lambda}}. \qquad (10.9)$$

10.2. Положение зон льдообразования и внутреннее питание в ледниковых системах. Наборы зон льдообразования

Роль областей питания ледников в их массообмене зависит от потерь талого стока на повторное замерзание в толще фирна — внутреннее питание. Величину этих потерь определяют наборы зон льдообразования в пределах ледниковых систем.

Для определения распространения этих зон на Земле Франца-Иосифа нами совместно с Т. В. Псаревой использованы шурфовка, анализ аэроснимков, климатологические расчеты [192]. Рекристаллизационная и рекристаллизационно-инфильтрационная (снежно-ледяная) зоны здесь отсутствуют. Предположение В. А. Маркина о существовании последней зоны не подтверждается нашими расчетами и наблюдениями Л. С. Говорухи в 1981 г. Площадь 3400 км² (63 % области питания) приходится на холодную фирновую (инфильтрационно-рекристаллизационную) и фирново-ледяную (инфильтрационную) зоны. Холодная фирновая зона занимает бóльшую часть этой площади выше 250—280 м на севере и выше 350—450 м — на юге. Инфильтрационно-конжеляционная (ледяная) зона льдообразования занимает здесь 1900 км², или 37 % области питания. Ее высотное протяжение составляет 60—100 м, что хорошо соответствует выкладкам в п. 3.2.

На Новой Земле, согласно наблюдениям и расчетам А. Б. Бажева и В. Я. Бажевой [193], рекристаллизационная и рекристаллизационно-инфильтрационная зоны отсутствуют. Таяние достаточно интенсивно на всех высотных уровнях. Самая верхняя зона льдообразования здесь — холодная фирновая зона. Она распространена на вершинной поверхности ледникового покрова на север от залива Норденшельда выше 600—650 м на северо-востоке и 800—850 м на юге. Ее площадь 2450 км², или 23 % области питания покровного оледенения.

Южнее и эта зона отсутствует. «Верхней» зоной в южной части покрова оказывается фирново-ледяная (5150 км², или 47 % области питания). Ее вертикальная протяженность достигает здесь

200 м (100—120 м на севере). Судя по смене типов льдообразования на протяжении десятилетий, она в огромной степени обусловлена изменениями климата. Зона ледяного питания занимает на Новой Земле еще 3300 км² (30 % области питания). О типах льдообразования в горной и переходной частях оледенения Новой Земли ничего неизвестно.

Для Северной Земли имеющиеся материалы [72] позволяют считать, что условия льдообразования здесь близки к условиям на Новой Земле. Рекристаллизационная и рекристаллизационно-инфильтрационная зоны отсутствуют. Фирновая линия на севере архипелага располагается на высоте около 500 м, а на юге поднимается до 700 м, если предположить постоянной вертикальную протяженность зоны ледяного питания. На зону ледяного питания на Северной Земле, по О. П. Чижову [193], приходится 35 % области питания, т. е. около 3400 км². Эта зона преобладает на южном острове Большевик. На фирновые зоны приходится 6200 км², или 65 %. Здесь, так же как и на Новой Земле, преобладает фирново-ледяная зона. Возможно, она даже исключительно господствует.

В наивысших точках ледников гор Бырранга таяние превышает половину аккумуляции (см. табл. 24), и следовательно, существование холодной фирновой зоны невозможно. Судя по описаниям [69], здесь имеется зона ледяного питания, хотя Л. С. Говоруха предполагал что вся ледниковая система гор Бырранга климатически мертва, т. е. находится в области абляции.

Оценим затраты талой воды на внутреннее питание для ледниковых систем Арктики. На Земле Франца-Иосифа в толще остается, во-первых, вся талая вода в снежно-ледяной зоне, где таяние составляет (интерполяция по табл. 24) 20 г/см², и в холодной фирновой зоне. Какая-то часть талой воды из фирново-ледяной зоны идет в сток. В целом можно считать, что из холодной фирновой и фирново-ледяной зон вместе стекает 15 % талой воды, так как фирново-ледяная зона занимает полосу шириной примерно 1,0—1,5 км (расчет по номограммам на рис. 6 и 7 в п. 3.2), или 30 % фирновой зоны, а сток из нее можно считать равным половине таяния. В этих двух фирновых зонах, где таяние равно примерно 30 г/см² (см. табл. 24), 85 % талой воды остается на внутреннее питание. В зоне ледяного питания потери на вторичное замерзание составляют около половины от 35 г/см² талой воды. Остальное стекает.

После перемножения на площадь зон получаем оценку внутреннего питания, равную 1,2 км³ (в том числе 0,9 км³ в фирновых зонах и 0,3 км³ в зоне ледяного питания), что составляет существенную долю в балансе массы ледниковой системы, близкую к доле расхода тепла на прогрев толщи в тепловом балансе (табл. 33). Объем талых вод в таблице получен суммированием талого ледникового стока с внутренним питанием, а поступление жидкой воды — суммированием суммарного жидкого ледникового стока с внутренним питанием.

Таблица 33

Ориентировочные потери талых и дождевых вод на внутреннее питание в ледниковых системах Арктики

Ледниковая система	Внутреннее питание, км³	Объем талых вод, км³	Поступление жидкой воды в ледники, км³	Доля потерь на внутреннее питание, %	
				от талых вод	от суммарного прихода воды
Земля Франца-Иосифа	1,2	2,8	3,5	43	34
Новая Земля	4,0	15,9	17,3	25	23
Северная Земля	1,8	5,3	6,1	34	30
о-ва Де-Лонга, Ушакова, Виктория, Врангеля	0,0	0,1	0,1		
Горы Бырранга и Чукотка	0,0	0,0	0,0		
Арктика в целом	7,0	24,1	27,0	29	26

На Новой Земле в холодной фирновой зоне летнее таяние вместе с жидкими осадками составляет около 35 г/см², судя по полевым данным на ст. Ледораздельная и оценкам, представленным в табл. 24 и п. 9.3. В условиях малых уклонов вся вода остается в толще фирна, что дает на внутреннее питание в зоне около 0,9 км³. Часть талой воды из фирново-ледяной зоны стекает. Эта доля неизвестна. Согласно Н. В. Давидович и О. П. Чижову [193], сток в фирне обеспечивает за сезон отток лишь из внешней полосы шириной 1,2 км. Это соответствует приблизительно 1500 км² площади покрова, или 30 % площади зоны. Учитывая, что и из этой полосы сток также не полон, можно принять долю стока от таяния и жидких осадков в фирново-ледяной зоне равной 20 %, а потери на внутреннее питание — 80 %. Количество жидкой воды здесь соответствует 45 г/см² (см. табл. 24 и данные о жидких осадках), среднее внутреннее питание — 36 г/см², или 1,9 км³ в пересчете на площадь зоны. В зоне ледяного питания таяние вместе с жидкими осадками соответствует слою 50 г/см². Если принять вслед за Чижовым, что абляция здесь составляет 50 % таяния, получим потери из стока на повторное замерзание в этой зоне, равные 0,8 км³.

Для горной и переходной частей оледенения Новой Земли, если принять ледниковый коэффициент равным 1, затраты на внутреннее питание 50 % от поступления жидких вод, а слой таяния в области питания 40 г/см² (см. табл. 24), получим еще потери из стока 0,4 км³, а всего для Новой Земли 4,0 км³.

Если принять для Северной Земли долю стока из фирново-ледяной зоны, аналогично Новой Земле, равной 20 %, а таяние в ней 25 г/см² (см. табл. 24), то потери из стока в этой зоне составят 1,2 км³. В зоне ледяного питания таяние достигает 35 г/см², а сток равен 50 % таяния; задерживается около 0,6 км³ талой воды, а всего 1,8 км³. Потери на внутреннее питание на островах

Де-Лонга, Врангеля и Ушакова, где тип питания неясен (есть сведения о фирне на о-вах Де-Лонга), не могут превосходить 0,1 км³ и пренебрежимо малы в пределах точности расчета для крупных ледниковых систем. В горах Бырранга и Чукотки потери на внутреннее питание, даже при ледниковом коэффициенте, равном единице (а он там меньше), много меньше 0,01 км³.

Суммарные потери талых вод на вторичное замерзание в Арктике достигают 7 км³, а объем талых вод, следовательно, превосходит 24 км³, достигая 30 км³ в теплые годы.

В Субарктике известно преобладание теплой фирновой и фирново-ледяной зон на Полярном Урале [194] и ледяного питания в хребтах Сунтар-Хаята [128] и Черского [186], холодной фирновой и ледяной зон в Орулгане [20]. На юго-востоке Камчатки на высоте около 1600 м в области питания ледника Козельского, в массиве Авачинской сопки, обнаружена теплая фирновая зона [37].

Оценим возможность существования в Субарктике более холодных зон. Судя по данным табл. 24, рекристаллизационная (без таяния) и рекристаллизационно-инфильтрационная (таяние меньше 0,1 аккумуляции) зоны возможны лишь на вершинах вулканов Ключевская сопка и Ичинский. Холодная фирновая зона с таянием, меньшим половины аккумуляции, возможна и, по-видимому, существует повсюду кроме Кроноцкого полуострова. Однако на Полярном Урале, Путоране, Орулгане ее роль пренебрежимо мала. Нижняя граница существования климатических условий для этой зоны на Полярном Урале приходится на 1340 м (выше располагаются только ледники Пектен, Воейкова, Молды и № 122), на Путоране — на 1400 м, Орулгане — на 2320 м (выше лишь ледник Дуомах). Разрезы с неглубоким влажным фирном на леднике Колосова и других, описанные Д. К. Башлавиным как «влажная фирновая зона», относятся, по-видимому, к фирново-ледяной зоне.

В хребте Черского условия для холодной фирновой зоны имеются выше 2320 м, в Сунтар-Хаята — лишь выше 2700 м. Фирн на высотах 2500—2700 м, описываемый М. М. Корейшей, относится, по-видимому, к фирново-ледяной зоне. На севере Срединного хребта нижнюю границу холодной фирновой зоны следует ожидать на высоте 2000 м, на юге — на высоте 2600 м, на юго-востоке Камчатки — 2700 м. В трех последних ледниковых системах роль ее в областях питания существенна. Ниже в хребтах Черского, Сунтар-Хаята и, по-видимому, на Путоране и Орулгане располагаются фирново-ледяная зона и зона ледяного питания, а на Полярном Урале и Камчатке — теплая фирновая и фирново-ледяная зоны.

Потери из стока на внутреннее питание в условиях горного оледенения в теплой фирновой зоне не превышают, судя по нашим исследованиям на Марухском леднике [236], 25 % таяния, а в ледяной, фирново-ледяной и холодной фирновой зонах составляют около 50 % [16]. Площадь области питания известна только для Сунтар-Хаята, где, по Корейше, она равна 75 км², а по нашим

расчетам на основе каталога, 91 км², потери же из стока на повторное замерзание 0,04—0,05 км³ (табл. 34).

Таблица 34

Орнентировочные потери талых и дождевых вод на внутреннее питание в ледниковых системах Субарктики

Ледниковая система	Внутреннее питание, км³	Объем талых вод, км³	Поступление жидкой воды в ледники, км³	Доля потерь на внутреннее питание, %	
				от талых вод	от суммарного прихода воды
Урал	0,00	0,05	0,05		
Путорана	0,00	0,00	0,00		
Орулган	0,00	0,03	0,03		
Сунтар-Хаята	0,05	0,28	0,32	18	16
Хребет Черского	0,02	0,22	0,24	9	8
Корякское нагорье	0,03	0,50	0,56	6	5
Срединный хребет	0,06				
Юго-Восточная Камчатка	0,11				
Камчатка в целом	0,17	1,95	2,12	9	8
Камчатско-Корякская система в целом	0,20	2,43	2,68	8	7
Субарктика в целом	0,27	2,97	3,23	9	8

При указанных допущениях с учетом ледниковых коэффициентов систем[1] потери на внутреннее питание составят значения, приведенные в табл. 34. Типы льдообразования для Корякского нагорья неизвестны. Оценка в табл. 34 сделана по аналогии с хребтами Черского и Сунтар-Хаята с учетом площади оледенения.

По умеренной зоне Сибири описания строения фирновой толщи опубликованы всего для двух ледников: Томич в Катунском хребте [214] на высотах от 2600 до 2900 м и одного из ледников Кодара [208]. В первом случае разрезы относятся к теплой фирновой зоне, во втором — к холодной фирновой или фирново-ледяной. Многочисленные упоминания о фирновых толщах на ледниках Алтая, Саян и Кодара говорят о малом распространении здесь области ледяного питания. Она встречена лишь на леднике плоской вершины (ледник Купол) в бассейне Актру и на участках ветрового сноса в фирновом бассейне ледника Малый Актру (полевые данные экспедиций Томского университета и Института географии АН СССР в 1980 г.).

Оценим климатические условия для холодных зон на основании данных табл. 24 и данных об аккумуляции из главы 8. Рекри-

[1] Ледниковые коэффициенты систем здесь и далее определены по Каталогу ледников СССР как отношение сумм площадей аккумуляции и абляции для тех ледников, где эти площади известны. Коэффициент для всей системы принят равным суммарному коэффициенту для этих ледников, доля которых в системах обычно составляет около трех четвертей.

сталлизационная зона возможна лишь на самой вершине Белухи. Рекристаллизационно-инфильтрационная зона может существовать выше 3850 м на Катунском хребте и выше 4000 м (т. е. на высочайших вершинах) на Северо-Чуйском хребте и Южном Алтае в верховьях Аргута. Холодная фирновая зона невозможна на Кодаре, в Кузнецком Алатау, на западе Центрального Алтая и Восточного Саяна, из чего следует предполагать, что В. С. Преображенским на Кодаре описаны разрезы в фирново-ледяной зоне и вскрытый им на глубину 25 см лед под слоем фирна 3,5 м является поверхностью основной монолитной массы ледника, а не толстой прослойкой.

На Восточном Алтае нижняя граница пояса, благоприятного для холодной фирновой зоны, поднимается от 3350 м на севере до 3500 м на юге. В Центральном Алтае этот пояс располагается выше 3450 м, а на Южном Алтае поднимается с запада на восток от 3350 до 3700 м. Таким образом, значительные площади холодной фирновой зоны возможны лишь на Катунском и Северо-Чуйском хребтах. В расчетах принято, что холодная фирновая зона занимает там треть области питания. На Восточном Саяне холодная фирновая зона возможна лишь на Мунку-Сардыке выше 3300 м. Ниже описанной границы на Алтае и в Кузнецком Алатау распространена, по-видимому, теплая фирновая зона, в Кодаре и Саянах — фирново-ледяная.

Принимая в расчет характерные значения таяния из табл. 24 и указанные выше ледниковые коэффициенты и доли потерь на внутреннее питание по зонам, мы получили оценки затрат на внутреннее питание, приведенные в табл. 35.

Таблица 35

Ориентировочные потери талых и дождевых вод на внутреннее питание в ледниковых системах умеренного пояса Сибири

Ледниковая система	Внутреннее питание, км³	Объем талых вод, км³	Поступление жидкой воды в ледники, км³	Доля потерь на внутреннее питание, %	
				от талых вод	от суммарного прихода воды
Центральный Алтай	0,18	1,25	1,41	14	12
Восточный Алтай	0,01	0,14	0,15	7	7
Южный Алтай	0,03	0,26	0,28	12	11
Алтай в целом	0,22	1,65	1,84	13	12
Кузнецкий Алатау	0,00	0,03	0,03		
Саяны	0,01	0,08	0,08	12	12
Кодар	0,00	0,03	0,03		
Умеренный пояс Сибири в целом	0,23	1,79	1,98	12	11

На северном макросклоне Центрального Кавказа, по нашим расчетам, нижняя граница рекристаллизационной зоны равна 5450 м, снежно-ледяной зоны 4600 м, холодной фирновой 3950 м. Следовательно, кроме Эльбруса, снежно-ледяная зона возможна на ряде вершин — Казбеке, на Безенгийской стене, Дыхтау, Коштантау и в верховьях Караугома. Холодная фирновая зона возможна на склонах вершин и на высоких плато типа Майлийского или Караугомского. В большинстве же бассейнов питания ледников Большого Кавказа возможны теплая фирновая или фирново-ледяная зона, а на востоке кое-где и зона ледяного питания.

На склонах Эльбруса, согласно Е. С. Трошкиной [195], все зоны смещены намного выше, чем следует из климатологической оценки. По Трошкиной, рекристаллизационная зона вообще отсутствует, а снежно-ледяная ниже 5300 м переходит сразу в теплую инфильтрационную зону. Такое смещение вверх гляциологических зон на Эльбрусе может быть объяснено сносом с его склонов снега. Кроме того, температурные измерения выше 4100 м заставляют отнести высокие склоны Эльбруса к зоне ледяного питания над теплой фирновой зоной, а описание разреза на высоте 3780 м [17] заставляет отнести его к холодной фирновой зоне. Неравномерность распределения снега создает пятнистость процессов льдообразоваия, затрудняющую выделение зон.

В остальных частях Кавказа расчет и полевые наблюдения находятся в хорошом согласии. Рекристаллизационная и снежно-ледяная зоны отсутствуют. Нижняя граница холодной фирновой зоны поднимается от 3500 м на Западном Кавказе до 4000 м на Восточном. Ниже (ледники Кельбаши, Марухский, Джанкуат, Юго-Восточный в массиве Аддала-Шухгель-Меэр) встречены теплая фирновая и фирново-ледяная зоны. Зона ледяного питания имеется, хотя и на ограниченной площади, в относительно сухой восточной части Центрального Кавказа (ледник Гергети).

На Кавказе доля в площади области питания холодной фирновой и более холодных зон может быть оценена не более чем в 20 %. Это значит, что на остальных 80 % площади потери из стока на внутреннее питание не превышает 25 %, а со всей площади питания — не более 30 %. При ледниковом коэффициенте, равном здесь 1,5, это дает потери из стока 0,45 км³.

Расчетное высотное положение зон льдообразования в различных частях Средней Азии представлено в табл. 36. Сопоставим расчетное положение с результатами полевых наблюдений.

В Заилийском Алатау [191] холодная фирновая зона в поясе, указанном в табл. 36, встречается лишь пятнами, занимая 2 % площади области питания. Вместо нее на больших высотах из-за незначительности накопления (вследствие сдувания) снега, так же как и на Эльбрусе, располагается зона ледяного питания с малым стоком. Более холодные зоны отсутствуют. Зона ледяного питания занимает 28 % площади области аккумуляции, оставшиеся 70 % относятся к фирново-ледяной зоне.

Таблица 36

Высотные пояса (м над ур. моря) с климатическими условиями, благоприятными для различных зон льдообразования в Средней Азии

Ледниковая система или ее часть	Зона			
	теплая фирновая, фирново-ледяная или ледяная	холодная фирновая	рекристаллизационно-инфильтрационная	рекристаллизационная
Джунгарский Алатау (запад)	3470—3820	3820—4100	—	—
Джунгарский Алатау (восток)	3550—3850	3850—4400	4400—4560	—
Киргизский Алатау	3850—4140	4140—4770	4770—4880	—
Кунгей-Алатау и Заилийский Алатау	3870—4160	4160—4880	4880—5020	—
Терскей-Алатау	3900—4250	4250—5000	5000—5280	—
Бассейн Кокшаала и внутренняя часть бассейна Нарыиа	4100—4400	4400—5350	5350—5700	5700—5980
Бассейн Сарыджаз	4250—4550	4550—5070	5070—5700	5700—7000
Западный Тянь-Шань	3620—4000	4000—4400	—	—
Ферганский хребет	3650—4220	4220—5000	5000—5120	—
Северный склон Туркестаиского хребта	4100—4750	4750—5270	5270—5560	—
Северный склон Алайского хребта	4250—4540	4540—5000	—	—
Бассейн Зеравшана	3900—4460	4460—5350	5350—5620	—
Южный склон Гиссарского хребта	3800—4200	4200—5100	5100—5300	—
Южный склон Алайского хребта	4300—4600	4600—5000	—	—
Заалайский хребет	4450—4800	4800—5200	5200—5700	5700—7000
Бассейн р. Муксу	4650—4950	4950—5700	5700—6200	6200—7000
Бассейн р. Обихингоу	4180—4620	4620—5870	5870—6100	6100—6350
Бассейны рек Ванч, Язгулем, Бартанг	4460—4800	4800—5650	5650—6250	6250—6970
Восток и юго-запад Памира	5000—5250	5250—5780	5780—5940	5940—6780

На ледниках плоских вершин Внутреннего Тянь-Шаня в 1947—1949 гг. Г. А. Авсюком [2] впервые открыта зона ледяного питания на высотах порядка 4300—4400 м, т. е. выше расчетной нижней границы холодной фирновой зоны. Однако с этих ледников, так же как с Эльбруса, сдувается часть снега, во всяком случае на них нет концентрации снега за счет надува. Этим можно объяснить смещение вверх границы холодной фирновой зоны. В 1961 г. на тех же высотах там был обнаружен фирн (на леднике Григорьева — устное сообщение М. Г. Гросвальда), что свидетельствует о близости указанной границы.

На южном склоне Алайского хребта, в соответствии с данными табл. 36, выявлена теплая фирновая зона на высоте 4400 м на леднике Абрамова [125] и фирново-ледяная и ледяная зоны на высоте 4030 м [211]. На южном склоне Гиссарского хребта на

леднике Обикомароу на высоте 3830 м обнаружена теплая фирновая зона, а в бассейне Ванча на леднике Медвежьем разрез на высоте 4800 м описан А. Б. Бажевым как переходный от теплой к холодной фирновой зоне, в полном соответствии с положением расчетной нижней границы холодной зоны в табл. 36. На высоте 4340 м там же (ледник РГО) обнаружена фирново-ледяная зона. Зона ледяного питания и фирново-ледяная зона выделены на леднике Писода в бассейне Обихингоу (высоты 4100—4200 м) и на леднике Краснослободцева на южном склоне Заалайского хребта (высота 5000—5100 м). Ледяная зона была обнаружена также в начале 70-х годов на леднике Акбайтал в хребте Музкол на высоте около 5100 м [129].

Как и в Заилийском Алатау, в Заалайском хребте фирново-ледяная зона распространена больше (в том числе выше), чем следует из расчетных данных табл. 36. Зато в полном соответствии с этими данными летом 1979 г. мы зафиксировали (на основе описания шурфов) зону ледяного питания в интервале высот от 5120 до 5250 м и холодную фирновую зону выше 5250 м на леднике Акбайтал Правый на Восточном Памире.

На склоне Пика Коммунизма М. Б. Дюргеровым [105] во время его уникальных гляциологических исследований вплоть до высоты 7495 м выше 6300 м была обнаружена рекристаллизационная зона — на 100 м выше предсказанного в табл. 36 и в нашей прежней работе [140]. Рекристаллизационно-инфильтрационную зону он обнаружил также примерно на 100—200 м выше расчетного положения: от 5800—5900 м. Ниже этого уровня описания разрезов [106] соответствуют холодной фирновой зоне.

В целом соответствие полевых данных с данными табл. 36 хорошее. Это позволяет использовать таблицу для оценки условий льдообразования и потерь из стока на внутреннее питание в здешних ледниковых системах.

Рекристаллизационная зона возможна лишь на склонах отдельных пиков. Рекристаллизационно-инфильтрационная зона может играть заметную роль в массообмене областей питания ледников только в горных узлах пиков Победы и Хан-Тенгри во Внутреннем Тянь-Шане и пиков Ленина, Коммунизма и Карла Маркса на Памире. Холодную фирновую зону следует ожидать на больших площадях по всему Памиру, во Внутреннем Тянь-Шане — в верховьях Зеравшанского ледника, бассейне р. Сарыджаз и в горах Терскей-Алатау, пятнами — в областях питания ледников Киргизского Алатау, Кунгей-Алатау и Заилийского Алатау. Ниже — на западе Джунгарского Алатау, на Западном Тянь-Шане и в Гиссаро-Алае — преобладает теплая фирновая зона, на востоке Джунгарского Алатау, Северном и Внутреннем Тянь-Шане (частично) — фирново-ледяная зона, в оставшейся части Внутреннего Тянь-Шаня (в том числе на ледниках плоских вершин) и на Восточном Памире — зона ледяного питания.

В соответствии со сказанным, при допущении стока 50 % из холодной фирновой зоны и 75 % из теплой фирновой зоны и зоны

ледяного питания, ледниковых коэффициентов 1,0 для Северного и Западного Тянь-Шаня, 1,1 для Джунгарского Алатау и Гиссаро-Алая, 1,3 для Памира и 1,5 для Внутреннего Тянь-Шаня можно оценить потери из стока на внутреннее питание значениями, приведенными в табл. 37.

Таблица 37

Ориентировочные потери талых и дождевых вод на внутреннее питание в ледниковых системах южного горного обрамления

Ледниковая система	Внутреннее питание, км³	Объем талых вод, км³	Поступление жидкой воды в ледники, км³	Доля потерь на внутреннее питание, %	
				от талых вод	от суммарного прихода воды
Кавказ	0,45	3,38	3,70	13	12
Джунгарскнй Алатау и Саур	1,10	1,15	1,38	9	7
Северный Тянь-Шань	0,13	1,25	1,43	10	9
Внутренний Тянь-Шаиь	0,91	4,05	4,81	22	19
Западный Тянь-Шань	0,06	0,63	0,65	10	9
Тянь-Шань в целом	1,10	5,93	6,89	20	16
Гиссаро-Алай	0,34	3,64	3,74	9	9
Памир	1,01	9,26	9,43	11	11
Средняя Азия в целом	2.55	20,06	21,45	13	12
Южное горное обрамление в целом	3,00	23,43	25,15	13	12

Роль внутреннего питания в массообмене ледниковых систем в целом по широтным поясам представлена в табл. 38.

Таблица 38

Роль внутреннего питания в расходе талых и дождевых вод в ледниковых системах

Пояс оледенения	Внутреннее питанне, км³	Объем талых вод, км³	Поступленне жидкой воды в ледиикн, км³	Доля потерь на внутреннее питание, %	
				от талых вод	от суммарного прнхода воды
Арктика	7,0	24,1	27,0	29	26
Субарктнка	0,3	3,0	3,2	9	8
Умеренный пояс Сибири	0,2	1,8	2,0	12	11
Южное горное обрамление	3,0	23,4	25,1	13	12
СССР в целом	10,5	52,3	57,3	20	18

Следовательно, в целом по территории нашей страны вновь замерзает и исключается из быстрого влагооборота около одной пятой части жидкой воды, поступающей в ледники.

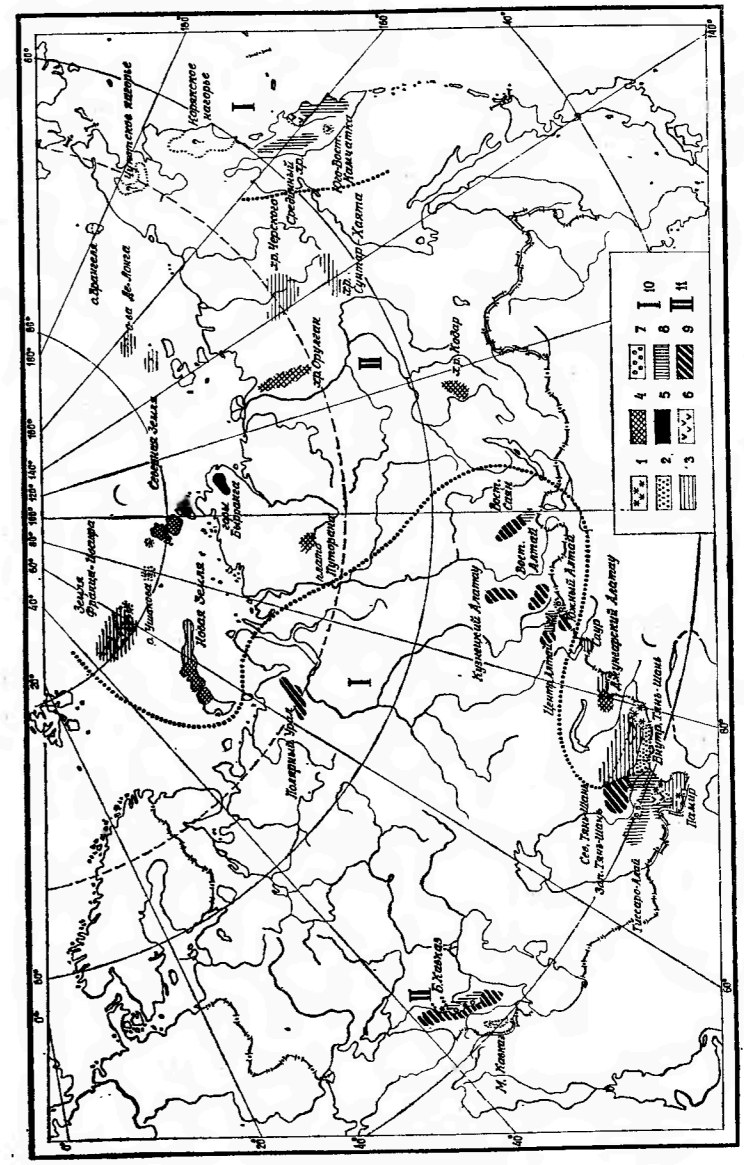


Рис. 48. Наборы зон льдообразования в ледниковых системах СССР.

I — снежная, снежно-ледяная, холодная фирновая, фирново-ледяная и ледяная зоны; *2* — снежно-ледяная, холодная фирновая, фирново-ледяная и ледяная зоны; *3* — холодная фирновая, фирново-ледяная и ледяная зоны; *4* — фирново-ледяная и ледяная зоны; *5* — ледяная зона; *6* — снежная, снежно-ледяная, холодная и фирново-ледяная; *7* — снежно-ледяная, холодная фирновая, теплая фирновая и фирново-ледяная; *8* — холодная фирновая, теплая фирновая и фирново-ледяная; *9* — теплая фирновая и фирново-ледяная; *10* — области с морскими наборами зон льдообразования; *11* — области с континентальными наборами зон льдообразования.

Как видно из изложенного, ледниковые системы, их части и даже отдельные ледники питаются, как правило, не в одной, а в целом наборе зон льдообразования. Ранее мы [140] предложили классификацию таких наборов. Наборы различаются по «верхней» из входящих в них зон, а также по отнесению к «холодному» или «теплому» варианту. Список возможных наборов зон льдообразования следующий:

1) холодный снежный — снежная, снежно-ледяная, холодная фирновая, фирново-ледяная зона и зона ледяного питания;

2) холодный снежно-ледяной — снежно-ледяная, холодная фирновая, фирново-ледяная и зона ледяного питания;

3) холодный фирновый — холодная фирновая, фирново-ледяная и зона ледяного питания;

4) холодный фирново-ледяной — фирново-ледяная зона и зона ледяного питания;

5) холодный ледяной — только зона ледяного питания;

6, 7, 8, 9) — «теплые» варианты первых четырех наборов, в которых место зоны ледяного питания занимает теплая фирновая зона;

10) единственно теплая фирновая зона. Этот вариант невозможен, так как указанная зона переходит в область абляции обязательно через фирново-ледяную зону [147, 182].

Распределение ледниковых систем по наборам зон льдообразования приведено на рис. 48. Там же показана граница, разделяющая системы с холодными («континентальными») и теплыми («морскими») наборами зон льдообразования. «Морские» зоны образуют две независимые области, связанные с питанием атлантической и тихоокеанской влагой. Тихоокеанская морская область ограничивается приморской полосой, атлантическая же проникает далеко в глубь континента и особенно глубоко в умеренном поясе: вплоть до Восточного Саяна и Кодара, включая Алтай. Внутренние же части Средней Азии благодаря защищенности горными хребтами от потоков влаги сохраняют континентальный характер. Незначительность годового количества осадков объясняет континентальный характер наборов зон льдообразования в Арктике, несмотря на морские черты фонового климата. Морской набор зон льдообразования встречается лишь западнее границ СССР — на Шпицбергене. Островком континентальных условий на западе является оледенение Эльбруса с его ледяной зоной питания у вершин и на северном склоне. Причина — малое количество осадков (см. рис. 34) в «тени» Главного Кавказского хребта и ветровой снос.

10.3. Районирование ледниковых систем по условиям массообмена

Первой цельной классификацией ледников по условиям массообмена являлась, по-видимому, «геофизическая» классификация ледников Х. Альмана [296]. Альман связал тип режима ледников с их географическим положением и подчеркнул роль широтного

фактора в формировании этих типов, выделив ледники высоких полярных широт, субполярные и стран умеренного климата.

Г. А. Авсюк [1] показал существенное различие структуры теплового баланса и температурного режима толщи льда в условиях «континентального» климата Внутреннего Тянь-Шаня и «морского» климата Альп и Скандинавии. Учет широтного фактора совместно с влиянием удаления ледников от источников питания, т. е. с фактором увлажненности, позволил ему [4] выделить географические типы режима ледников, привязанные к определенным территориям. К сухому полярному типу Авсюк отнес ледники вершин выше 6000 м в Средней Азии, к влажному полярному — периферию сухой полярной зоны, к влажно-холодному — ледники арктических островов, к морскому — ледники Кавказа, к континентальному — ледники Тянь-Шаня, Алтая и Памира.

Д. М. Колосов [127] выдвинул третий фактор районирования — источники питания ледниковых систем — и выделил тихоокеанскую и атлантическую ледниковые провинции с различной историей развития оледенения. В. С. Преображенский [209] совместил районирование по этому фактору с районированием на низшей таксономической ступени по степени увлажненности климата, разделив североазиатский округ тихоокеанской провинции на океанический и субконтинентальный подокруги.

И. В. Бутом [33] и нами [142] третий фактор районирования — источник питания ледников — был увязан с приуроченностью ледниковых систем к системе циркуляции атмосферы (климатологическим фронтам) и ее колебаниям. Мы выполнили районирование Арктики и частично Субарктики на территории СССР с отнесением архипелагов западнее о-вов Де-Лонга, лежащих вдоль ложбины исландского минимума, к провинции питания атлантической влагой, названной нами атлантико-евразийской провинцией. Острова к востоку от о-вов Де-Лонга и Камчатка, расположенные в тылу алеутского минимума, были отнесены к провинции Тихоокеанского питания, названной тихоокеанско-евразийской провинцией. Бут распределил по источникам и путям питания основные ледниковые системы земного шара в целом.

В. М. Котляков [133] выполнил двухступенчатое районирование ледников Земли. Первую ступень определили источники питания ледников, вторую — особенности макрорельефа: крупные горные массивы или архипелаги. Выделение североевропейской (вплоть до о-вов Де-Лонга) и евразийской атлантических провинций привнесло в районирование не объявленный и не учтенный на другнх материках «широтный» фактор.

В явном виде этот фактор введен на высшей ступени районирования Г. К. Тушинского и Н. М. Малиновской [252], выделивших арктический, субарктический, умеренный и субтропический типы оледенения наряду с областями оледенения с атлантическим и тихоокеанским питанием. Эти поясные типы оледенения уже использованы нами в предшествующем изложении (см. п. 6.1). Третьим фактором в классификации Тушинского и Малиновской

явились типы гляциальных систем, различающиеся по орографическому базису и преобладанию в них покровных или горных ледников, снежников, наледей или мерзлотных процессов.

Мы предлагаем схему районирования, систематизирующую достижения предыдущих авторов, но вместе с тем вводящую некоторые количественные критерии границ и основанную на матричном, а не на иерархическом подходе.

С точки зрения условий массообмена нам представляются существенными четыре фактора. Первый — широтное положение. С севера на юг при прочих равных условиях одновременно с повышением температуры воздуха и увеличением его абсолютного влагосодержания увеличивается количество осадков (см. рис. 30). Именно малая сумма осадков оправдывает отнесение ледниковой системы гор Бырранга к арктической, а не к субарктической зоне. С широтным положением связана также интенсивность инсоляции, возрастающая к югу. Вместе с ней меняется и структура теплового баланса. Оказалось, что облачность, а вместе с ней и типы структуры теплового баланса на ледниках (см. рис. 43) меняются не столько в зависимости от континентальности климата, сколько от широтного положения ледников. Наконец, с изменяющимся с севера на юг температурным фоном связано изменение типа форм рельефа, к которому приурочено оледенение: равнины и низкогорье в Арктике, среднегорье в Субарктике и умеренном поясе, высокогорье в поясе южного горного обрамления.

Границы между широтными поясами, показанные на рис. 49, обоснованы в п. 6.1. Южная граница умеренного пояса почти совпадает с южной границей ледниковых систем с преобладанием конденсации над испарением как в областях абляции, так и в областях аккумуляции. Южнее такие же условия существуют лишь на Западном Кавказе, который мы оставили в поясе южного горного обрамления, чтобы не разрывать границей единую ледниковую систему Большого Кавказа. Наконец, границы арктического и субрактического поясов в Восточной Европе, субарктического и умеренного в средней Сибири, умеренного и южного высокогорного в Средней Азии совпадают с границами между областями «морских» и «континентальных» наборов зон льдообразования.

Второй фактор — источники питания ледников. Граница между областями атлантического и тихоокеанского питания определена по направлению градиентов полей аккумуляции и твердых осадков на ледниках (см. п. 8.2).

Третий фактор — степень «океаничности» или «континентальности» ледниковых климатов. Она определяется прежде всего количеством твердых осадков. В арктическом поясе, судя по наборам зон льдообразования и типам структуры теплового баланса, к «морскому» типу ледникового климата можно отнести наветренные части систем с твердыми осадками более 50 г/см², в субарктическом поясе — более 125 г/см², в умеренном — свыше 175 г/см².

В «континентальных» ледниковых климатах выше вероятность преобладания испарения над конденсацией, чем в «морских». По

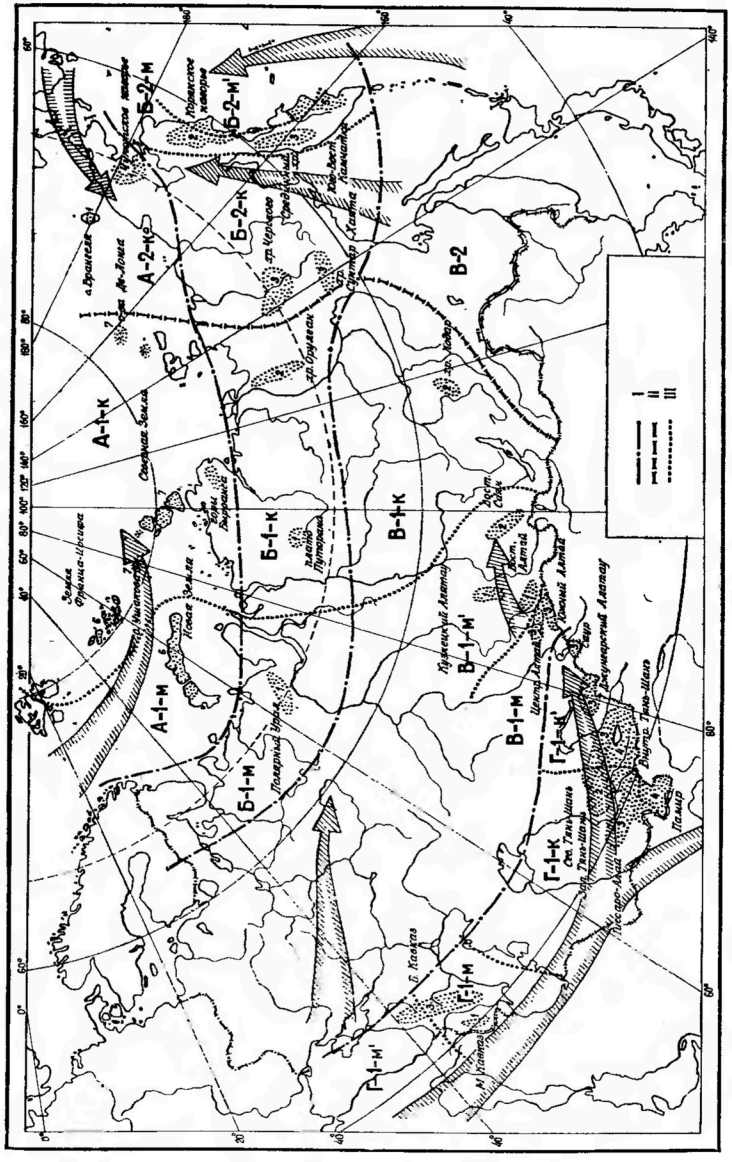


Рис. 49. Районирование ледниковых систем СССР по условиям массообмена.

Широтные пояса оледенения: *А* — арктический, *Б* — субарктический, *В* — умеренный, *Г* — южного горного обрамления; области питания ледников: *1* — атлантического, *2* — тихоокеанского; области с различными типами ледниковых климатов: *к'* — крайне морской", *м* — морской", *к* — субконтинентальный, *к'* — континентальный; морфологические типы ледниковых систем: *1* — карровый, *2* — карово-долинный, *3* — долинно-карровый, *4* — дендритово-долинный, *5* — вулканический, *6* — покровно-сетчатый, *7* — покровный; границы: *I* — широтных поясов, *II* — между областями питания ледников, *III* — между областями с различными типами ледниковых климатов. Стрелками показан перенос влаги вдоль климатологических фронтов.

этому признаку и из-за относительно высокой для Арктики скорости массообмена оледенение Новой Земли отнесено к области морского ледникового климата, несмотря на континентальный набор зон льдообразования.

К морскому же типу ледникового климата относятся по всем показателям — и наборам зон льдообразования, и структуре теплового баланса — ледниковые системы Алтае-Саянской горной страны. Морской ледниковый климат здесь существует, несмотря на региональный континентальный климат территории в целом. На несовпадение областей ледниковых и региональных морских и континентальных климатов мы уже указывали ранее [139].

В поясе южного горного обрамления выделяется по крайней мере три ступени континентальности ледниковых климатов: а) «морская» область — Кавказ — с «морским» набором зон льдообразования и «морским» типом структуры теплового баланса (преобладанием конденсации); б) «субконтинентальная» область — запад Средней Азии — с почти столь же высоким, как на Кавказе, уровнем увлажнения, но более жарким и безоблачным летом, «морским» набором зон льдообразования, но «континентальным» типом структуры теплового баланса летнего периода (преобладанием испарения); в) «континентальная» область — внутренняя часть гор Средней Азии — с малым количеством осадков, «континентальным» набором зон льдообразования и «континентальным» типом структуры теплового баланса периода абляции (исключение составляет район летних вторжений влаги в Тянь-Шане, где имеется заметная конденсация).

Наконец, четвертый фактор — условия концентрации снега на ледниках. Концентрация значительнее в системах карового и карово-долинного типа и меньше в долинных и более сложных системах. Это различие определяет разделение Алтае-Саянской области на две подобласти — «долинную» центральную и «каровую» восточную, а Кавказской области — на западную «карово-долинную» и центральную «долинно-вулканическую» подобласти. В «каровых» подобластях аккумуляция достигает рекордных значений, а время оборота массы (в незначительных здесь по размеру ледниках) оказывается минимальным.

В результате «матричного» наложения описанных границ на территорию СССР мы получили следующую сетку районов.

А-1-м — в пределах СССР ледниковая система Новой Земли площадью 23 640 км² — *Баренцевоморский район* арктического морского климата с питанием из Атлантического океана по исландско-карской ветви арктического фронта, осадками 50—80 см, преобладанием конденсации над испарением и «холодным» набором зон льдообразования, с некоторыми «морскими» чертами (преобладанием фирново-ледяной зоны над зоной ледяного питания, отсутствием ледников с чисто ледяным питанием).

А-1-к — в пределах СССР ледниковые системы о. Виктории, Земли Франца-Иосифа, о. Ушакова, Северной Земли, о-вов Де-Лонга и гор Бырранга общей площадью 32 990 км² — *Центральноарктический район* арктического континентального климата с питанием из Атлантического океана по исландско-карской ветви арктического фронта и твердыми осадками менее 50 см, преобладанием конденсации во внутренних частях и испарения на периферии систем, континентальным набором зон льдообразования, включающим ледники с исключительно ледяным питанием, что роднит с арктическим поясом систему Бырранга.

А-2-к — в пределах СССР ледниковые системы о. Врангеля, возможно Чукотки, общей площадью 5—15 км² — *Восточноарктический район* арктического континентального климата с питанием из Тихого океана по чукотской ветви арктического фронта и твердыми осадками менее 50 см. Здесь фактические данные о режиме отсутствуют.

Б-1-м — в пределах СССР ледниковая система Полярного Урала площадью 29 км² — *Североевропейский район* субарктического морского климата с питанием из Атлантического океана по исландско-карской ветви арктического фронта и твердыми осадками 100—150 см, с преобладанием конденсации над испарением в период абляции и морским набором зон льдообразования.

Б-1-к — ледниковые системы плато Путорана и хребта Орулган общей площадью 22 км² — *Среднесибирский район* субарктического континентального климата с питанием из Атлантического океана по арктическому фронту и твердыми осадками менее 100 см. Континентальный набор зон льдообразования с морской структурой теплового баланса (преобладанием конденсации), смягченной континентальными чертами — уменьшением конденсации, облачности, твердых осадков.

Б-2-м — ледниковые системы Камчатки и Корякского нагорья общей площадью 1098 км² — *Тихоокеанский район* субарктического морского климата с питанием из Тихого океана по северной ветви полярного фронта и твердыми осадками 100—300 см. Морской набор зон льдообразования и переходный от морского к континентальному (третий) тип структуры теплового баланса — испарение в областях питания и конденсация в областях расхода.

В-1-м — ледниковые системы Алтая, Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна общей площадью 942 км² — *Алтае-саянский район* морского умеренного климата с питанием из Атлантического океана по северной ветви средиземноморского полярного фронта и твердыми осадками от 75 до 250 см, морским набором зон льдообразования и морской структурой теплового баланса. Выделяется Шорско-Тувинский подрайон (В-1-м′) с аномально высокой концентрацией.

В-1-к — ледниковые системы Кодара и предполагаемые другие системы Прибайкалья общей площадью 20—25 км² — *Забайкальский район* континентального умеренного климата с питанием из Атлантического океана по северной ветви средиземноморского полярного фронта и твердыми осадками 100—125 см. Континентальный набор зон льдообразования. Структура теплового баланса неизвестна.

Г-1-м — ледниковые системы Большого и Малого Кавказа общей площадью 1425 км² — *Кавказский район* субтропического морского климата с питанием из Атлантического океана по средиземноморскому полярному фронту и твердыми осадками 75—300 см. Морской набор зон льдообразования и морской тип структуры теплового баланса с нарастанием черт континентальности с запада на восток. Выделяется западная подобласть (Г-1-м′) с аномально высокой концентрацией снега и морскими чертами режима, включая обильные жидкие осадки.

Г-1-к — ледниковые системы Западного Тянь-Шаня, Гиссаро-Алая, западных частей Памира общей площадью около 9000 км² — *Западносреднеазиатский район* субтропического субконтинентального климата с питанием из Атлантического океана по средиземноморскому полярному фронту и твердыми осадками 100—250 см. Переходные от морских к континентальным набор зон льдообразования и структура теплового баланса.

Г-1-к′ — ледниковые системы Саура, Джунгарского Алатау, Северного Тянь-Шаня, Внутреннего Тянь-Шаня, Восточного Памира общей площадью около 9000 км² — *Восточносреднеазиатский район* субтропического континентального до резкоконтинентального климата с питанием из Атлантического океана по средиземноморскому полярному фронту и твердыми осадками 25—100 см. Типичные континентальные наборы зон льдообразования, типично континентальная, а на юге резкоконтинентальная (испарение доминирует в расходе в областях питания) структура теплового баланса.

Суммарная площадь оледенения по поясам уже прнводилась в табл. 13. Площадь ледников арктического пояса 56 630 км², субарктического 1510 км², умеренного пояса 961 км², южного горного обрамления 19 390 км². Площадь ледниковых систем атлантического питания 77 030 км², тихоокеанского питания 1460 км². Площадь ледниковых систем с морскими ледниковыми климатами 27 130 км², с континентальными 51 360 км². Следовательно, как и указывал Г. А. Авсюк [1], в целом оледенение Советского Союза — континентальное, так же как и вся природа нашей страны в целом.

10.4. Оборот массы внутри ледниковых систем

Распределение показателей оборота массы в ледниковых системах представлено в табл. 39. Суммарная аккумуляция в ледниковых системах СССР составляет за год 47,6 км³, или в среднем слой 606 мм — около 2 мм в пересчете на всю площадь СССР. Среднее время оборота в ледниковых системах СССР, определяемое как масса составляющих их ледников (см. табл. 13), деленная на годовой объем аккумуляции, равно приблизительно 360 годам, для горного оледенения — 70 годам. Для сравнения приведем аналогичный показатель для озер и искусственных водохранилищ. Для Байкала он равен 330 годам, для Каспийского моря — 240 годам, Аральского моря — 17 годам, Балхаша — 7 годам. По С. Л. Вендрову [34], среднее время оборота массы для водохранилищ СССР равно 80 суткам.

В ледниках Арктики среднее время оборота на порядок превышает время оборота в горном оледенении. По этому показателю оледенение гор Бырранга также относится к Арктике. Наибольшее время оборота массы отмечается в ледниках Северной Земли, а в горах — в ледниках Внутреннего Тянь-Шаня, прежде всего в узле оледенения хребта Тенгри-Таг. В крупнейших ледниках (Иныльчек, Семенова, Каинды) время оборота может приближаться к 1000 годам. Не менее 500 лет оно составляет на леднике Федченко. Выделяется малое время оборота массы в ледниковой системе Кузнецкого Алатау, подчеркивающее ее промежуточное положение между системами ледников и снежников.

Однако далеко не весь снег, выпадающий на ледники, исключается из ежегодного влагооборота, переходя в его замедленную часть, включающую движение в потоках льда в ледниках. Значительная доля этого снега тает и попадает в сток в первое же лето. К ней относится весь снег, выпадающий в областях абляции ледников, и заметная часть снега, выпадающего в областях питания.

Для многолетнего влагооборота остаются только нетающий остаток снега в области аккумуляции и вторично замерзшие в толще ледника талые воды — внутреннее питание. В стационарных условиях именно сумма этих двух составляющих равна абляции монолитного льда в области абляции и расходу потока льда из области питания в область абляции — стоку льда, или «натуральному» стоку, по Н. Н. Пальгову [199].

По Пальгову, характерные значения доли натурального стока в суммарном ледниковом стоке в Джунгарском и Заилийском Алатау близки к 35 %. Для стационарной ледниковой системы эта доля будет равна отношению чистой аккумуляции к суммарной. Именно натуральный сток, или сток льда, ответствен за экзарационную деятельность ледника и определяет ее интенсивность [273]. Л. П. Чернова показала, что он может составлять и еще меньшую часть жидкого ледникового стока и питания ледников. Сток льда в ледниках Джанкуат и Каярта на Кавказе, ИГАН и Обручева на Урале, по ее расчетам, составил лишь около 25 % жидкого стока с ледников. Такая же величина получена нами для Марухского ледника на Кавказе [308].

Одна из составляющих стока льда — внутреннее питание — рассмотрена нами для всех ледниковых систем в п. 10.2. Для оценки другой составляющей — нестаивающего остатка — мы предприняли излагаемый ниже расчет.

Средний снегозапас (суммарная аккумуляция) в областях питания принят в 1,5 раза большим, чем в областях абляции. Это соотношение получено как среднее для детально изученных по

Таблица 39

Оборот массы в ледниковых системах СССР

Ледниковая система	Масса льда, 10^3 км³	Суммарная аккумуляция и аблиция в стационарном состоянии, км³/год	Среднее время оборота массы, годы	Нестиваю-щий остаток, км³/год	Внутреннее питание, км³/год	Чистые аккумуляция и аблиция (поток льда), км³/год	Доля чистой аккумуляции от суммарной аккумуляции, %	Среднее время оборота многолетнего льда, годы
Земля Франца-Иосифа и о. Виктория	2 100	4,1	510	1,0	1,2	2,2	54	950
Новая Земля	8 100	14,4	560	3,8	4,0	7,8	54	1000
Северная Земля	4 700	4,3	1100	1,3	1,8	3,1	72	1500
о. Ушакова	48	0,10	480					
о-ва Де-Лонга и Врангеля	11	0,02	550					
Быррапга	2,9	0,01	290					
Арктика в целом	15 000	22,9	660	6,1	7,0	13,1	57	1100
Полярный Урал	0,7	0,05	14	0,01	0,00	0,01	20	70
Орулган и Хараулах	0,7	0,03	23	0,01	0,00	0,01	33	70
Хребет Черского	10	0,20	50	0,03	0,02	0,05	25	200
Сунтар-Хаята	12	0,23	52	0,04	0,05	0,09	39	130
Корякское нагорье	7,4	0,45	16	0,11	0,03	0,14	31	53
Камчатка	49	1,78	28	0,41	0,17	0,58	33	84
Камчатско-Корякская система в целом	56	2,23	25	0,52	0,20	0,72	32	78
Субарктика в целом	79	2,70	29	0,61	0,27	0,88	33	90
Центральный Алтай	30	1,07	28	0,28	0,18	0,46	43	65
Восточный Алтай	2,1	0,13	16	0,03	0,01	0,04	31	52
Южный Алтай	7,2	0,23	31	0,03	0,03	0,06	26	120
Алтай в целом	39	1,43	27	0,34	0,22	0,56	39	70
Кузнецкий Алатау	0,2	0,03	7	0,01	0,00	0,01	33	20
Саяны	0,8	0,07	11	0,01	0,01	0,02	29	40
Кодар	0,6	0,03	20	0,01	0,00	0,01	33	60
Умереннаая зона в целом	41	1,56	26	0,37	0,23	0,60	38	68
Большой Кавказ	75	2,93	26	0,78	0,45	1,23	42	61
Джунгарский Алатау и Саур	43	1,13	38	0,25	0,10	0,35	31	120
Западиый Тянь-Шаиь и Ферганский хребет	22	0,78	28	0,22	0,09	0,31	39	71
Северный Тянь-Шань	64	1,12	57	0,23	0,13	0,36	32	180
Внутренний Тянь-Шань (без Ферганского хребта)	435	2,93	150	0,77	0,88	1,6	55	270
Тянь-Шань в целом	520	4,83	108	1,2	1,1	2,3	48	230
Гиссаро-Алай	130	3,30	39	0,85	0,34	1,2	36	110
Памир	660	8,25	80	3,4	1,0	4,4	53	150
Памиро-Алай в целом	790	11,6	68	4,3	1,3	5,6	48	140
Средняя Азия в целом	1 400	17,5	80	5,8	2,5	8,3	47	170
Южное горное обрамление в целом	1 500	20,4	74	6,5	3,0	9,5	47	160
Горное оледенение в целом	1 700	25,1	68					
Покровное оледенение СССР в целом	15 000	22,5	670					
Оледенение СССР в целом	17 000	47,6	360	13,6	10,5	24,1	51	710

программе МГД семи горных и одного покровного ледников [178, 192]. Оно равно:

ИГАН	1,48	Абрамова	2,06
Обручева	1,44	Туюксу	1,03
Марухский	1,49	Малый Актру	1,60
Джанкуат	1,48	Седова	1,09

С учетом ледникового коэффициента K ледниковой системы определена средняя аккумуляция в области питания h_{ac}. Для этого из системы уравнений

$$h_{ac} = 1{,}5h_{ab}, \tag{10.10}$$

$$Kh_{ac} + h_{ab} = \bar{h}(1+K) \tag{10.11}$$

получена формула

$$h_{ac} = \frac{\bar{h}(1+K)}{K+0{,}67}. \tag{10.12}$$

Здесь h_{ab} — средняя аккумуляция в области абляции, $\bar{h}$ — средняя аккумуляция для полной поверхности ледников в ледниковых системах. Из значения $\bar{h}$ исключено таяние на средней взвешенной высоте области аккумуляции (см. табл. 24 и 25).

Полученная разность — нестаивающий слой снега в водном эквиваленте, перемноженная на площади областей аккумуляции, дает годовой объем нестаивающего остатка. Площадь областей аккумуляции определена по ледниковому коэффициенту систем. Весь расчет представлен в табл. 40.

Имеется тренд к росту слоя нестаивающего остатка с ростом аккумуляции, но связь между ними слабая, так как обычно большей аккумуляции в области питания соответствует и большее стаивание. В результате, например, в Гиссаро-Алае или на Урале нестаивающий остаток оказывается меньшим, чем на Памире, несмотря на большую скорость аккумуляции. Этим ограничивается возможность использования обнажений фирна для суждения о полях аккумуляции и осадков.

В Арктике объем нестаивающего остатка уступает объему внутреннего питания, что связано с почти полным отсутствием стока из областей аккумуляции. В этих условиях основную роль в льдообразовании играет его инфильтрационная часть, а толщина фирна не слишком велика, что подтверждается полевыми работами [192, 193].

Действительно, если $\rho_н$ — плотность снега до начала таяния, $\rho_к$ — его плотность после конца льдообразования, h_{in} — слой внутреннего питания, h_r — слой нестаявшего остатка, то в среднем многолетнем при чисто инфильтрационном уплотнении

$$\frac{h_{in}}{h_r} = \frac{\rho_к - \rho_н}{\rho_н}. \tag{10.13}$$

При смешанном инфильтрационном ($\Delta\rho_{in}$) и рекристаллизационном ($\Delta\rho_{rec}$) уплотнении последнее равно

$$\Delta\rho_{rec} = (\rho_к - \rho_н) - \rho_н \frac{h_{in}}{h_r}. \tag{10.14}$$

Таблица 40

Расчет нетающего остатка в областях питания ледниковых систем

Ледниковая система	Ледниковый коэффициент	Площадь области аккумуляции, км²	Аккумуляция, г/см²		Нестанвающий остаток	
			средняя по полной поверхности [2]	в областях пнтания	слой, г/см²	объем, км³
Земля Франца-Иосифа и о. Виктория	0,6	5 300	30	38	18	1,0
Новая Земля	1,2	13 000	61	72	29	3,8
Северная Земля	1,0	9 600	23	28	14	1,3
о. Ушакова [1]	0,6	120	31	39	20	0,0
о-ва Де-Лонга и Врангеля [1]	0,6	34	22	28	9	0,0
Быррапга	0,6	11	33	42	8	0,0
Арктика в целом	1,0	28 000	40			6,1
Полярный Урал	0,4	8,9	170	222	67	0,01
Орулган и Харалулах [1]	0,5	6,7	150	192	78	0,01
Хребет Черского	0,3	38	130	174	85	0,03
Сунтар-Хаята	0,8	91	110	135	46	0,04
Корякское нагорье [1]	1,1	120	200	237	90	0,11
Камчатка	1,1	460	200	237	90	0,41
Камчатско-Корякская система в целом	1,1	580	200	237	90	0,52
Субарктика в целом	0,9	720	180			0,61
Центральный Алтай	1,1	360	150	178	78	0,28
Восточный Алтай	1,7	50	160	182	57	0,03
Южный Алтай	0,8	58	170	208	47	0,03
Алтай в целом	1,1	470	160			0,34
Кузнецкий Алатау	2,0	3,6	560	629	147	0,01
Саяны	0,7	12	230	285	116	0,01
Кодар	0,6	7,0	160	202	88	0,01
Умеренный пояс в целом	1,0	490	160			0,37
Большой Кавказ	1,5	850	210	242	92	0,78
Саур	1,8	11	120	136	42	0,00
Джунгарский Алатау	1,1	520	110	131	48	0,25
Западный Тянь-Шань и Ферганский хребет	1,0	310	160	192	72	0,22
Северный Тянь-Шань	1,0	720	78	93	32	0,23

Ледниковая система	Ледниковый коэффициент	Площадь области аккумуляции, км²	Аккумуляция, г/см²		Нестаивающий остаток	
			средняя по полной поверхности	в областях питания	слой, г/см²	объем, км³
Внутренний Тянь-Шань (без Ферганского хребта)	1,5	3 200	58	67	24	0,77
Тянь-Шань в целом	1,4	4 200	66			1,22
Гиссаро-Алай	1,1	1 100	150	178	77	0,85
Памир	1,3	4 200	110	128	81	3,40
Памиро-Алай в целом	1,2	5 300	120			4,25
Средняя Азия в целом	1,3	10 000	97			5,72
Южное горное обрамление в целом	1,3	10 900	110			6,50
Оледенение СССР в целом	1,05	40 000	61			13,6

[1] Данных для расчета нет. Оценка по аналогии с соседними системами.
[2] Небольшие отклонения по сравнению с абляцией на высоте границы питания в табл. 24 и 25 связаны с выбором здесь средних значений, в отличие от «характерных» в упомянутых таблицах.

Чисто инфильтрационному уплотнению снега 0,38—0,86 г/см³ соответствует отношение внутреннего питания к нестаивающему остатку, равное 1,26. В целом для Арктики это отношение равно 1,15, что, согласно (10.14), соответствует рекристаллизационному уплотнению на 0,04 обеспечивающему лишь 10 % льдообразования.

В горных ледниковых системах с интенсивным стоком из фирновой толщи внутреннее питание намного уступает по объему нетающему остатку, составляя от него лишь 47 %. Согласно (10.14) это означает, что при той же начальной плотности лишь 40 % льдообразования идет по инфильтрационному типу; 60 % льдообразования обязаны рекристаллизации, чему соответствуют мощные толщи фирна. По полевым данным, на Марухском леднике [236] вклад рекристаллизации и инфильтрации в льдообразование был одинаковым. Исключением является Внутренний Тянь-Шань. Здесь условия льдообразования близки к арктическим, и объем внутреннего питания равен нестаявшему остатку. Доля рекристаллизационного льдообразования равна 20—25 %. Это еще раз подтверждает аналогию оледенения этого района арктическому, подмеченную Г. А. Авсюком [2].

В целом доля чистой аккумуляции от суммарной в ледниковых системах составляет около половины. Наименьшая эта доля

на Урале (20 %), наибольшая на Северной Земле (72 %). Она возрастает вместе с ледниковым коэффициентом. Заметим, что на Кавказе, по нашим расчетам, эта доля равна 42 %, что намного выше, чем по конкретным данным, собранным нами и Л. П. Черновой. Расхождение вызвано большим в среднем для Кавказа значением ледникового коэффициента по сравнению с детально изученными ледниками. Значит, сток льда возрастает не только с увеличением интенсивности аккумуляции, но и с увеличением ледникового коэффициента. Для Джунгарского и Заилийского Алатау (Северный Тянь-Шань) наша оценка очень близка к оценке Н. Н. Пальгова, хотя и получена независимым способом (Пальгов оценивал натуральный сток по скорости движения ледников).

В соответствии с долей чистой аккумуляции время оборота многолетнего льда, а значит и его средний возраст, вдвое больше, чем среднее время оборота всей массы ледников, включая снег (т. е. 710 лет вместо 360). Оно измеряется более чем 1000 годами в Арктике, 60—90 годами в ледниковых системах субарктической и умеренной зон, а также Кавказа, и более чем 150 годами в ледниковых системах Средней Азии. По показателям скорости оборота массы, так же как и по некоторым другим, Кавказ мог бы быть отнесен к умеренному поясу. Наивысшее время оборота — в среднем 1500 лет — на Северной Земле. Очевидно, именно здесь следует ожидать получения керна наиболее древнего льда, способного доставить сведения о климатических условиях далекого прошлого.

10.5. Роль оледенения в обороте влаги на территории СССР

Итак, через ледники на территории СССР в среднем многолетнем значении ежегодно проходит более 57 км³ воды, в том числе 25 км³ в виде потока монолитного льда. Этот последний исключается из ежегодного влагооборота и переводится в гораздо более медленную его часть. Цифры эти для территории СССР невелики, составляя соответственно лишь 1,2 и 0,5 % годового стока рек, что превышает в 3 и 1,5 раза долю ледников в общей площади страны. Рассмотрим их место во влагообороте несколько подробнее. Наглядно влагооборот в атмосфере и ледниковых системах представлен на рис. 50.

На акваторию Северного Ледовитого океана поступает 4100 км³ влаги [32]. Если принять, что в Советском секторе, составляющем около половины этой акватории (7 и 14 млн. км²), среднее значение годового переноса равно также половине общего, а структура водного баланса та же, что и для всего океана, то окажется, что суммарный перенос равен 2050 км³. Вынос же влаги в атмосфере тогда равен 1250 км³. Сумма осадков составляет приблизительно 2500 км³. Влагосодержание в атмосфере над Советским сектором Арктики — около 46 км³, т. е. вдвое больше, чем выпадает за год с осадками на ледники, и в 7 раз больше

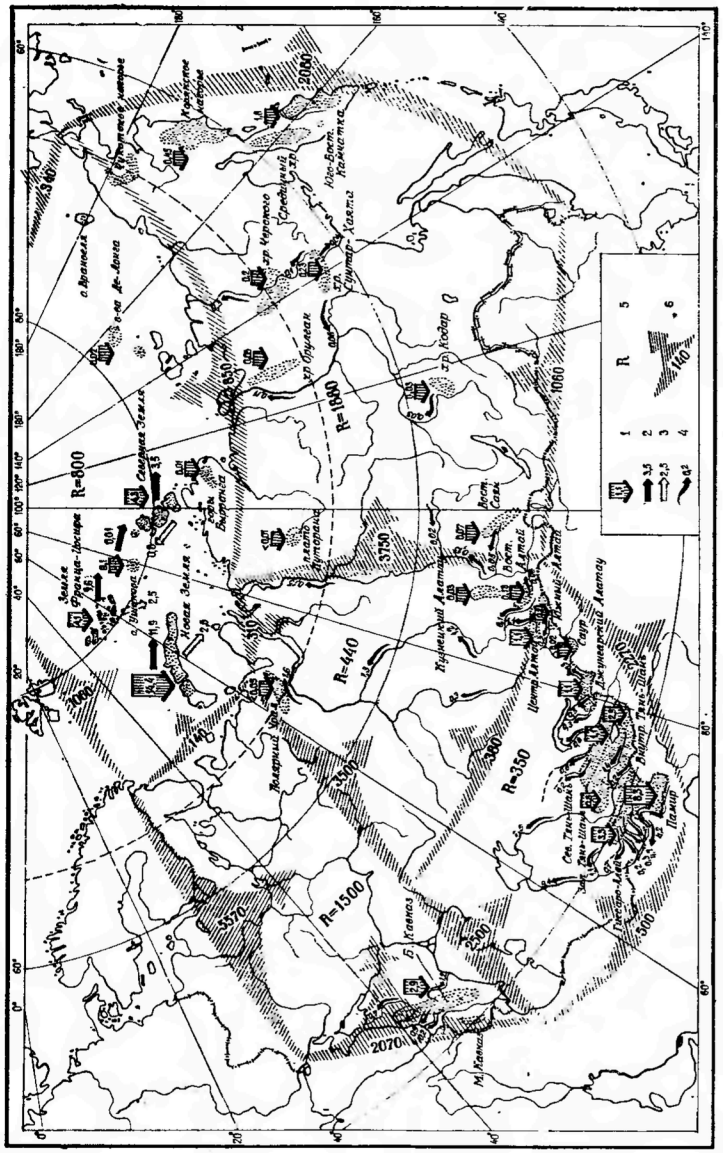


Рис. 50. Роль ледниковых систем во влагообороте на территории СССР.

1 — аккумуляция твердых осадков в ледниковых системах (км³); сток с ледниковых систем в море (км³); *2* — жидкий; *3* — айсбергами; *4* — ледниковый сток в реках; *5* — сток с региона, для которого рассчитан баланс влагопереноса в атмосфере; *6* — результирующий перенос влаги (км³) в атмосфере за год, по Л. П. Кузнецовой и Л. П. Бураковой [32, 154].

суточной нормы осадков над всем сектором. Оборот влаги в атмосфере занимает 7 сут.

Влага, аккумулирующаяся ежегодно на ледниках (23 км³), составляет, следовательно, около 1 % суммарного переноса влаги и общей суммы осадков, или 5 % осадков за счет местного испарения. Вклад оледенения в обезвоживание атмосферы (800 км³— разность осадков и испарения) — около 3 %, из которых 2 % приходится на Новую Землю и 1 % на остальные ледниковые системы. Только 1,6 км³, или 0,2 % потерь влаги в атмосфере, приходится на конденсацию на ледниках (см. табл. 21). Половина этого количества исключается из быстрого (в пределах одного года) влагооборота и направляется в его замедленную (на 500—2000 лет) ветвь через ледники.

Над материковой территорией СССР переносится в разных направлениях 13 000 км³ влаги [154], из них 4150 км³ теряется из атмосферы и выводится с территории речным стоком. Осадков выпадает 11 700 км³ [121]. Коэффициент влагооборота равен 1,40 [99]. Следовательно, количество адвективных осадков равно 7000 км³, транзит влаги практически отсутствует. Испарение составляет 7500 км³, из которых 4700 км³ выпадают вновь в виде осадков, а 2800 км³ выносятся в Арктику и Тихий океан.

По сравнению с этими цифрами 25 км³, ежегодно аккумулируемые горным оледенением, а тем более 12 км³, направляемые в замедленный влагооборот,являются очень малыми величинами — порядка долей процента. В особенности это относится к субарктическому и умеренному поясам, на которые приходится подавляющая часть влагооборота: через ледники там проходит лишь 4—5 км³ влаги. Сейчас главная роль оледенения здесь заключается в индикации гидроклиматических условий.

Несколько бóльшую роль играет оледенение во влагообороте горной части Средней Азии. Здесь результирующая адвекция влаги на территорию 485 000 км² равна приблизительно 520 км³, вынос составляет 400 км³. Коэффициент использования влаги почти достигает 0,5, так как почти 250 км³ выпадает в виде осадков [282]. Коэффициент влагооборота равен лишь 1,05 [99], так что 236 км³ осадков — адвективные и лишь 12 км³ — местные за счет испарения в горах.

Сумма испарения составляет около 122 км³, но примерно 110 км³ испарившейся влаги уносится дальше на восток. Еще 290 км³ составляет транзитная влага, пересекающая горы Средней Азии. Атмосфера теряет 120 км³, идущих в сток на равнины, из которых 19 км³ (около 15 %) проходит через ледники. Это составляет почти 8 % осадков в горах (больше, чем осадков местного происхождения) и влагопотока в атмосфере. Половина ледникового стока проходит медленную часть влагооборота.

Рассмотрим роль ледникового стока в водном балансе крупных бассейнов.

В Северный Ледовитый океан поступает 26 км³ воды с островных ледниковых покровов. Еще более 2 км³ ледниковой воды

доставляют реки: 1,6 км³ Обь с территорни СССР (Урал, Кузнецкий Алатау, Алтай, Саур), 0,15 км³ Енисей (Саяны, Алтай, Кузнецкий Алатау, Путорана), 0,36 км³ Индигирка (хребты Черского, Сунтар-Хаята), 0,11 км³ Лена (Сунтар-Хаята, Кодар, Орулган), 0,05 км³ Печора (Урал), Кара (Урал), реки Таймыра (Быранга), Яна (Орулган), Колыма (хребет Черского).

Всего в Северный Ледовитый океан с территории СССР (включая острова) попадает более 28 км³ ледниковых вод, что составляет как раз 1 % речного стока [1]. Следует иметь в виду, что изменение речного стока на 1 %, судя по некоторым расчетам [115], может изменить ледовитость Карского моря за счет сдвигов в динамике течений на 2—3 %. В устьевом стоке Оби ледниковые воды из СССР составляют 0,4 %, а вместе с ледниковыми водами из Монголии и Китая, вероятно, 0,6—0,7 %. В устьевом стоке Енисея ледниковые воды составляют только 0,03 %, в устье Лены — 0,02 %, в устье Индигирки — 0,75 %.

В стоке рек в Берингово море и открытую часть Тихого океана (Камчатка, Корякское нагорье, Чукотка) ледниковые воды составляют 0,8 % (1,83 км³), а в стоке в Охотском море (Камчатка, Сунтар-Хаята) лишь 0,1 % (0,63 км³). В Азовское и Черное моря с территории СССР (Кавказ) поступает 1,93 км³ ледниковых вод (1,3 % суммарного стока с этой территории), что, по-видимому, составляет около половины ледниковых вод в этих морях. Другая половина поступает из Альп через Дунай. В Каспийское море поступает 1,23 км³ ледниковых вод с Кавказа, что равно 0,4 % суммарного стока в это море.

Роль ледниковой составляющей в стоке рек Средней Азии детально разобрана в п. 9.4. Она здесь составляет, как уже указано, около 15 % годового стока. Бассейн Аральского моря — единственный крупный бассейн в СССР, где важна роль ледниковых вод в структуре водного баланса.

Следует иметь в виду, что вывод об ограниченной роли ледников во влагообороте относится только к их количественным характеристикам. Качественные их особенности — малая минерализация, большой запас холода, удобное для сельского хозяйства распределение стока — могут сделать целесообразным использование этой воды в более сложных задачах, чем орошение, и ее транспортировку трубопроводами вниз во избежание смешения с водами худшего качества [34].

10.6. Роль оледенения в обороте тепла на территории СССР

На абляцию (таяние и испарение) в ледниковых системах затрачивается тепло из атмосферы (рис. 51, табл. 41). В отличие от массообмена, теплообменом в процессах конденсация—испарение нельзя пренебрегать даже при грубых оценках. Так как данные об этом теплообмене в масштабах ледниковых систем отсутствуют, мы приняли, на основе данных отдельных точечных наблюдений (см. табл. 23), что при преобладании конденсации в областях питания и (или) абляции ее слой составляет за лето 20 мм, а при преобладании испарения в областях питания и (или) абляции 50 мм. Расходы тепла на таяние рассчитывались для суммарного таяния, равного сумме ледникового стока и внутреннего питания.

Таким образом, суммарное охлаждение атмосферы ледниками на территории СССР соответствует приблизительно $2 \cdot 10^{16}$ кДж, в том числе $8 \cdot 10^{15}$ кДж в арктических и $12 \cdot 10^{15}$ кДж в горных районах, где температура воздуха выше, влажность меньше и теплопотери из атмосферы в лед интенсивнее. Это приблизительно соответствует запасу энергии в 2—5 циклонах средней интенсивности [27, 112, с. 253], в расходе которой участвует теплообмен с ледниками. Однако рассредоточение выхолаживания по территории и времени (на сезон абляции) не позволяет ледникам оказывать существенное воздействие на циркуляцию атмосферы.

Для суждения о порядке величины выхолаживания атмосферы ледниками укажем, что приход радиационного тепла на территорию СССР за год имеет порядок $3 \cdot 10^{19}$ кДж, т. е. в 1500 раз больше, чем выхолаживание ледников. Меридиональный адвективный перенос тепла через территорию СССР на широте 45° составляет за лето около $(1 \ldots 2) \cdot 10^{18}$ кДж (рассчитано по рис. 12 в [12]), т. е. величину, в 50—100 раз большую, чем его затраты на абляцию ледников. В горной части Средней Азии таяние и испарение ледников поглощает уже заметную долю адвективного тепла (порядка 5—10 %).

С другой стороны, вся добыча топлива на территории СССР, а значит и антропогенный нагрев атмосферы, составили в 1977 г. $17 \cdot 10^{11}$ кг условного топлива (теплоемкость 29 400 кДж/кг), что соответствует $5 \cdot 10^{16}$ кДж. Если считать, что $^9/_{10}$ этого тепла уходит в атмосферу и только $^1/_{10}$ сбрасывается в море реками, то выхолаживание атмосферы ледниками на территории СССР соответствует половине ее прямого антропогенного нагрева.

Наконец, ледниковый сток образует «резерв холода» для преодоления антропогенной термической нагрузки на реки, включая атомную энергетику. Для оценки величины этого резерва мы условно приняли, что он равен теплу, которое необходимо для нагрева ледниковой воды, имеющей нулевую температуру, до нормальной температуры 20 °С, пригодной для фауны, питья и рекреации. Тогда условный запас холода каждого грамма ледникового стока равен 84 Дж.

Значения условного запаса холода для отдельных ледниковых систем приведены в табл. 41. В целом для оледенения материковой части СССР он равен приблизительно $2 \cdot 10^{15}$ кДж. Если, согласно сказанному выше, считать термическую антропогенную нагрузку на реки равной $^1/_{10}$ добычи топлива в СССР, т. е. $5 \cdot 10^{15}$ кДж, то и в реках ледниковый сток обеспечивает нейтрализацию только приблизительно половиины этой нагрузки. Полностью нейтрализовать ее мог бы лишь ледниковый сток всего

[1] Суммарный сток в моря взят по К. П. Воскресенскому [54].

Таблица 41

Охлажденне атмосферы за счет абляции ледниковых систем и «сток холода» в реки

Ледниковая система	Затраты тепла на таяние, 10^{14} кДж	Площади преобладания типа фазовых переходов, км²		Затраты тепла за счет испарения — конденсации, 10^{14} кДж	Суммарное охлаждение атмосферы, 10^{14} кДж	Условный «запас холода» ледникового стока (в скобках — в том числе затраты тепла на таяние айсбергов), 10^{14} кДж
		испарения	конденсации			
Земля Франца-Иосифа, о. Виктория	9,2	5 300	8 400	8,0	17	13 (8,4)
Новая Земля	53	23 640	—	—12	41	24 (8,4)
Северная Земля	18	9 600	9 200	6,7	24	7,5 (2,7)
о-ва Де-Лонга, Ушакова, Врангеля, Бырранга, Чукотка	0,4	190	250	0,1	0,4	0,1
Арктика в целом	80	38 000	19 000	3,0	83	44 (19)
Урал, Путорана, Орулган, Хараулах	0,3	51	—	—0,1	0,2	0,1
Сунтар-Хаята	0,9	201	—	—0,1	0,8	0,2
Хребет Черского	0,8	157	—	—0,1	0,7	0,2
Корякское нагорье	1,7	224	—	—0,1	1,5	0,4
Камчатка	6,7	410	460	0,4	7,1	1,6
Субарктика в целом	10	1 040	460	0,1	10	2,5
Алтай	5,4	906	—	—0,5	5,0	1,3
Кузнецкий Алатау, Саяны, Кодар	0,5	54	—	0,0	0,4	0,1
Умеренный пояс в целом	5,9	960	—	—0,5	5,4	1,4
Кавказ	11	770	650	0,4	12	2,7
Джунгарский Алатау и Саур	3,9	260	760	0,8	4,6	1,0
Северный Тянь-Шань	4,2	—	1 430	1,8	5,9	1,1
Западный Тянь-Шань и Ферганский хребет	2,6	—	610	0,8	3,4	0,6
Внутренний Тянь-Шань	13	1 590	3 640	3,8	17	3,1
Гиссаро-Алай	12	270	1 900	2,3	14	2,8
Памир	31	—	7 490	9,2	40	7,1
Южное горное обрамление в целом	78	2 890	16 480	19	97	18
Оледененне СССР в целом	174	43 000	35 500	22	196	67

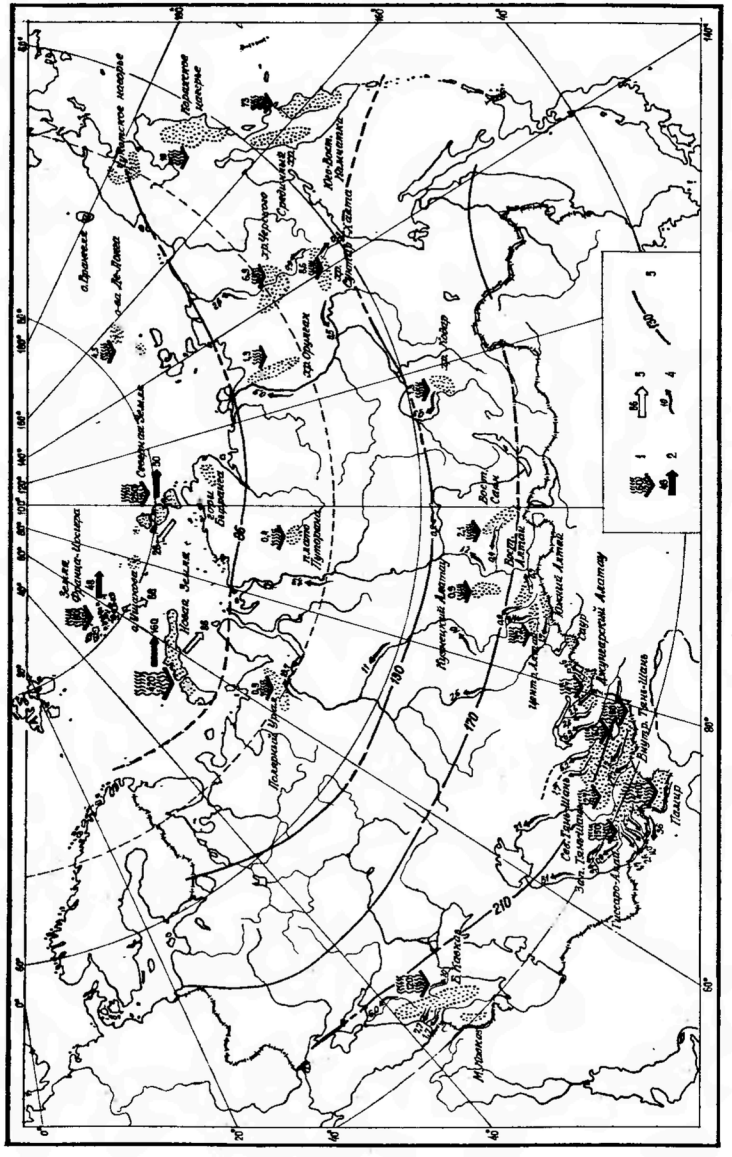


Рис. 51. Роль ледниковых систем СССР в обороте тепла.

1 — расход тепла (10^{13} кДж) из атмосферы на таяние и испарение (минус приход за счет конденсации) ледников: «сток холода» (10^{13} кДж) с ледников в море: *2* — условного «явного», *3* — скрытого холода плавления; *4* — сток условного запаса холода (10^{13} кДж) в реки; *5* — радиационный баланс поверхности Земли (10^{14} кДж/тыс. км²) за лето [213].

оледенения СССР, но значительная часть его (Арктика) направляется непосредственно в море.

Независимую оценку теплового загрязнения рек СССР можно получить по аналогии с США. Там на 1980 г. прогнозировался объем стоков 300 км³, а их температура 38 °С [328]. Их охлаждение до 20 °С соответствует выделению $2 \cdot 10^{16}$ кДж. Если принять для СССР вдвое меньшую цифру в соответствии с уровнем расхода электроэнергии, получим величину $1 \cdot 10^{16}$ кДж, т. е. вчетверо превышающую запасы холода в материковом ледниковом стоке и в полтора раза эти запасы во всем ледниковом стоке СССР.

Расход льда (айсберги и абразия ледяных берегов) в море составляет в стационарных условиях (в пересчете на объем талой воды) 5,8 км³ в год. Отелы и абразия льда ледниковых систем СССР составляют более 1,2 % суммарного поступления ледникового льда в Северный Ледовитый океан. Затраты тепла морской воды на их таяние (безвозвратные, в отличие от затрат на таяние морских льдов, выделяющих в воду тепло при замерзании) составляют приблизительно $2 \cdot 10^{15}$ кДж в год.

Распределение этой величины по ледниковым системам показано в табл. 41. Для сравнения укажем, что по расчетам, выполненным в ААНИИ [279], тепловой сток атлантических вод в Северный Ледовитый океан в 500 раз больше (около 10×10^{17} кДж/год), тепловой сток тихоокеанских вод через Берингов пролив ($11 \cdot 10^{16}$ кДж/год) в 50 раз больше, а суммарный тепловой сток Оби, Енисея, Лены и Колымы ($5 \cdot 10^{16}$ кДж/год) только в 20 раз больше, чем затраты морского тепла на таяние ледникового льда. Тепловой эффект прекращения сброса айсбергов уравновесил бы влияние забора из сибирских рек 100 км³ речных вод.

10.7. Потенциальные ресурсы управления массообменом ледниковых систем

Выполненные нами оценки ресурсов и интенсивности массообмена в ледниковых системах на территории СССР позволяют оценить объем воды, который может быть дополнительно израсходован или сохранен путем воздействия на их режим. Однако относительно малая роль ледниковых систем во влагообороте нашей страны (см. п. 10.5) заставляет предположить ограниченность возможностей такого регулирования для решения крупномасштабных региональных воднобалансовых проблем. Рассмотрим для примера такие возможности для Средней Азии, где проблемы регулирования местных ресурсов воды особенно актуальны.

Увеличение нормы ледникового стока или регулирование его в отдельные годы связывается с крайне сложными техническими проектами. Наиболее разработан вариант зачернения поверхности ледника темной пылью, использующий энергию Солнца. Этот вариант предложен и исследован Г. А. Авсюком [1]. Для оценки

потенциальных ресурсов такого зачернения всех ледников Средней Азии нами сделаны следующие допущения.

1. В зонах сплошной морены и в холодной бессточной зоне дополнительного таяния за счет зачернения не будет.

2. Дополнительное таяние в области абляции, на основании опытов на площадках, принято равным 25 % естественного [207].

3. В теплой фирновой зоне зачернение изменит альбедо от 70 до 40 % и увеличит таяние вдвое. Все избыточное таяние пойдет в сток.

4. В холодной фирновой зоне таяние изменится втрое вследствие изменения альбедо с 80 до 40 %. Но половина полученной вновь воды замерзнет. Поэтому здесь также предусмотрено двойное увеличение таяния.

5. Принято, что расчеты по формулам (5.2) и (5.3) соответствуют средним для Средней Азии условиям: облачности и сумме летних осадков, равным соответственно 4,5 баллам и 20 см за июнь—сентябрь. В районах с другой облачностью отклонению облачности от средней на 1 балл соответствует изменение дополнительного таяния на 10 %, при большей облачности увеличение, при меньшей уменьшение. Каждым 10 см летних осадков, дополнительных к средним, соответствует изменение дополнительного таяния на 10 % в областях питания и на 3 % в областях абляции. Дополнительное таяние возрастает при осадках меньше нормы и уменьшается при осадках больше нормы.

Естественное таяние рассчитано по гляциологическим зонам в каждом речном бассейне с учетом высотного положения этих зон (см. табл. 36) и таяния на характерных гляциологических уровнях (см. табл. 25). Дополнительное таяние определено в долях от естественного с учетом допущений 1—5. Результаты такого расчета по бассейнам сведены в табл. 42.

Потенциальные ресурсы роста ледникового стока благодаря искусственному таянию составляют, следовательно, 47 % естественного ледникового стока. Оптимальное многолетнее регулирование стока рек на равнины Средней Азии должно достигать 35 км³, что позволит поддерживать норму стока в любой по водности год [172].

Для этого, с учетом мертвого объема и гарантийных попусков, необходимы водохранилища объемом 110 км³ (около 10 % запаса воды в ледниках). Искусственное зачернение в лучшем случае может обеспечить лишь около 20 % воды, необходимой для оптимального многолетнего регулирования, и около 6 % объема необходимых для такого регулирования водохранилищ. Эта вода соответствует приблизительно 12—15 % современного расхода воды на орошение, или 20 % потребности в ней современных хлопковых полей.

Мы не входим здесь в проблемы эффективности (необходимой повторности), технической сложности и последствий зачернения, останавливаясь лишь на ресурсной стороне. По-видимому, оценка как потенциальных, так и реальных возможностей зачернения

Таблица 42

Потенциальные ресурсы увеличения ледникового стока (км³) за счет зачернения поверхности ледников

Речные бассейны и горные системы	Из области абляции	Из области питания	Всего
Пяндж	1,0	0,8	1,8
Кызылсу	0,1	0,1	0,2
Муксу	0,4	0,2	0,6
Сурхоб ниже слияния Муксу и Кызылсу	0,15	0,15	0,3
Обихингоу	0,2	0,3	0,5
Бассейн Вахша в целом	0,85	0,75	1,6
Ферганская долина	0,2	0,3	0,5
Нарын	0,2	0,2	0,4
Арысь и Чирчик	0,1	0,1	0,2
Сырдарья в целом	0,5	0,6	1,1
Сурхандарья, Кашкадарья, Кафирниган	0,05	0,05	0,1
Амударья в целом	1,9	1,6	3,5
Зеравшаи	0,3	0,3	0,6
Чу, Талас, Асса	0,25	0,3	0,55
Бассейн Аральского моря в целом	2,95	2,8	5,75
Иссык-Куль	0,3	0,3	0,6
Или	0,15	0,1	0,25
Джунгарский Алатау без Или	0,1	0,1	0,2
Средняя Азия со стоком в СССР в целом	3,5	3,3	6,8

ледников указывает на вероятную его эффективность в отдельные годы для отдельных орошаемых массивов, но в то же время на непригодность в качестве альтернативы или крупного дополнения к переброске стока.

Здесь уместно перечислить другие технические проекты регулирования таяния ледников.

1. Обрушение вниз снега со склонов, лавин, карнизов и т. д. приведет к уменьшению стока на ледниках, но к увеличению их ресурсов в свободных от льда долинах. Одним из способов может быть регулирование снеговетрового потока решетками-заборами. Судя по оценке влияния летних снегопадов, выполненной И. М. Лебедевой [160], сохранение снежного покрова на леднике на протяжении всего лета путем увеличения альбедо его поверхности снизит таяние ледников Средней Азии в бассейнах рек, текущих в СССР, приблизительно на 5—6 км³. Масштаб воздействия примерно тот же, что и у зачернения, но направлен в противоположную сторону. Судя по опытам в горах штата Колорадо [315], аккумуляция 1 км³ воды на ледниках в виде снега за счет решеток потребует около 20 000 км таких решеток весом не менее 200 тыс. т, т. е. того же порядка, что и угольная пыль для аналогичного

объема регулирования. Преимущество — отсутствие вредных последствий для окружающей среды, если не считать свода леса. Неясно, сколь долго смогут прослужить решетки в условиях их погребения снегом и сползания снега по поверхности ледников.

2. Откачка моренных и ледниково-подпрудных озер. Например, объем оз. Мерцбахера (0,2 км³) равен потенциалу искусственного усиления таяния льда на поверхности 400 км². В Заилийском Алатау около 100 моренных и ледниково-подпрудных озер [244], а во всей Средней Азии не менее 1000. Их объем, по-видимому, около 0,5 км³ дополнительно к оз. Мерцбахера, но нужна специальная оценка.

3. Можно предположить разработку геофизических методов поисков и буровых методов добычи внутриледной воды, объем которой, по оценке Г. Н. Голубева [76], достигает объема льда, т. е. превышает 10 км³. Можно говорить, следовательно, о добыче 5 км³ воды.

4. Б. А. Аполлов [13] писал о счистке морены с концов языков для усиления таяния. Площадь ледников под сплошной мореной в Средней Азии — около 1700 км². Морена снижает таяние примерно вдвое, т. е. на высотах нижних частей языков приблизительно на 3 м. Ее счистка даст тем самым потенциально 5 км³ воды при условии операции в масштабе всего региона. Любопытно, что именно таков, по-видимому, потенциал любого способа регулирования режима ледников.

5. При создании водохранилищ, подтапливая ледник плотиной в районе ригеля, можно заставить всплыть в виде айсбергов концы языков, которые в этом случае быстро растопятся. Подобное явление в виде непредвиденного эффекта наблюдалось при сооружении одного из высокогорных водохранилищ для гидростанции в Австрии [301].

10.8. Выводы

1. Сопоставлением полей приведенной летней температуры, аккумуляции и высоты границы питания установлено, что ведущими в изменении последней могут быть изменения аккумуляции (Гиссаро-Алай, Кавказ) или абляции (хребет Черского), или того и другого вместе (Алтай, Тянь-Шань и др.).

2. Выделено 9 возможных наборов зон льдообразования — 5 в условиях континентального и 4 в условиях «морского» климата. Ледниковые системы с морскими наборами зон образуют две области, связанные с питанием атлантической и тихоокеанской влагой. Морские ледниковые климаты существуют далеко в глубине континента, не совпадая с ареалом фоновых климатов. Континентальные ледниковые климаты сохраняются во внутренней части Средней Азии и в Центральной Арктике, что обусловливает ряд черт сходства в режиме ледников этих районов.

3. По интенсивности питания, его источникам, типам структуры теплового баланса и наборов зон льдообразования выполнено

районирование ледниковых систем по условиям массообмена с выделением широтных поясов, поясов разной степени континентальности ледниковых климатов и областей с различными источниками питания.

4. Для оценки скорости оборота массы в ледниковых системах определены объем внутреннего питания и нетающего остатка в каждой из них. В горах нестаивающий остаток вдвое больше внутреннего питания вследствие стока части талых вод по уклонам, и это приводит к важной роли рекристаллизации в льдообразовании. В Арктике он примерно равен или даже меньше внутреннего питания, что отражает малую роль рекристаллизации, а льдообразование завершается почти в отсутствии стока инфильтрационным путем.

5. В целом для СССР массообмен современного оледенения оценивается нами следующим образом. На ледники выпадает 48,4 км³ твердых и 5,0 км³ жидких осадков (всего 53,4 км³). Из них 13,6 км³ остаются в нестаивающем остатке, 10,5 км³ тают и вновь замерзают, обеспечивая внутреннее питание (всего в многолетний оборот уходит 24,1 км³), 0,8 км³ испаряются, 41,8 км³ тают необратимо, уходя в сток, 5,8 км³ образуют твердый сток в море (3,7 км³ расходуется на айсберги, 2,1 км³ на абразию). Суммарный жидкий ледниковый сток вместе с «транзитными» жидкими осадками равен 46,8 км³, а таяние вместе с внутренним питанием 57,2 км³.

6. Средний оборот массы в ледниках СССР занимает 360 лет, в том числе 670 лет в покровном и 70 лет в горном оледенении. В многолетний оборот включается лишь половина осадков. Время оборота многолетнего льда — 710 лет, в том числе 1100 лет в ледниковых системах Арктики, 60—90 лет в ледниковых системах Субарктики, умеренного пояса и Кавказа и более 150 лет в ледниковых системах Средней Азии.

7. В ледниковую ветвь цикла влагооборота включается лишь около 0,5 % влаги, переносимой в атмосфере над СССР и выпадающей в виде осадков, или около 1 % воды, стекающей в реках СССР. Поэтому возможности решения количественных водных проблем путем регулирования стока ледников ограничены. В частности, в Средней Азии любые проекты такого регулирования (усиления таяния или пополнения запасов путем его задержки) не могут изменить сток более чем на 6 км³. Таков же объем льда, поступающего в море за счет образования айсбергов и обрушения ледяных берегов в Арктике, который в принципе мог бы быть транспортирован в виде пресной воды.

8. Однако следует иметь в виду высокое качество ледниковой воды, в частности ее резервы холода, соизмеримые в настоящее время с теплой антропогенной нагрузкой на реки на территории СССР. Охлаждение атмосферы ледниками в настоящее время равно половине тепловой антропогенной нагрузки на нее на территории СССР.

Заключение

В настоящей работе мы попытались решить проблему целостной характеристики массообмена оледенения на территории СССР методами гляциогидроклиматологии ледниковых систем. Опора на эти методы определилась возможностью решения проблем такого крупного географического масштаба только на высоком уровне, позволяющем абстрагироваться от различий массообмена в пределах каждого из ледников и даже от некоторых локальных особенностей этих ледников как целых единиц. Неразработанность такого подхода потребовала формулировки основных положений концепции ледниковых систем и полей их характеристик, обзора возможных методов исследования этих систем и детальной проработки методики, выбранной для решения задачи, поставленной в работе. В результате выполненного исследования получены следующие основные выводы.

1. Гляциология может быть определена как наука о природных системах, в которых лед является ведущим компонеитом. Представление о дифференциации уровней гляциологических исследований может служить основой для классификации, планирования, выбора задач и методики. Практически целесообразно введение понятия о ледниковых системах как о множествах ледников, объединенных общими связями с окружающей средой, внутренними взаимосвязями и обладающих общими свойствами — суммарными и эмерджентными. Среди методов изучения ледниковых систем выделяются эталонные, статистические, структурные, в том числе основанные на построении полей.

2. Фоновые поля характеристик ледниковых систем отражают влияние непрерывно и закономерно меняющихся в пространстве факторов. Разработаны методы построения таких полей с исключением локальных аномалий путем осреднения характеристик для групп ледников. Сопоставление полей использовано для оценки вклада различных факторов, определяющих морфологию и режим оледенения. Локальные аномалии высоты границы питания на отдельных ледниках характеризуются средними квадратическими отклонениями 50—200 м. Эти значения учтены при определении размеров групп при построении карт полей высоты границы питания. Разработаны методы построения полей аккумуляции и твердых осадков на ледниках на основе построения полей средних температур лета на высоте границы питания ледников.

3. Климатические условия на границах зон льдообразования могут быть сформулированы следующим образом: летняя температура воздуха равна —10 °С на нижней границе рекристаллизационной зоны, обеспечивает таяние, равное $^1/_{10}$ аккумуляции на нижней границе рекристаллизационно-режеляционной зоны и половине аккумуляции на нижней границе холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоны. Инфильтрационная зона связана с нестационарными климатическими условиями существования колонок фирна.

4. Энергетические расчеты и эмпирические данные показывают, что над ледниковыми системами на территории СССР возможно охлаждение воздуха лишь в тонком 70—100 м слое ледникового ветра на 1—2 °С над горными ледниками и на 3—4 °С над достаточно крупными покровными ледниками (Новая Земля). Компактные ледниковые системы (Земля Франца-Иосифа, Центральный Памир) охлаждают приземный слой воздуха на 2—3 °С.

5. Ледниковые системы обладают дополнительными по сравнению с отдельными ледниками свойствами, которые можно использовать для индикации гидрометеорологических условий. Распределение площадей ледников по странам света и направление градиентов поля аккумуляции указывают на направление потоков влаги в атмосфере. При помощи коэффициентов концентрации, зависящих от морфологических типов систем, поля аккумуляции пересчитываются в поля твердых осадков.

6. На основе построения полей высоты границы питания, приведенных летних температур воздуха, аккумуляции и твердых осадков для территории СССР в целом и для всех крупных ледниковых систем отдельно:

а) установлено, что горизонтальные различия в аккумуляции, осадках и стоке между влажными наветренными и сухими подветренными или внутренними частями ледниковых систем превышают различия между системами и имеют большее значение, чем вертикальные различия. Возможности применения высотных зависимостей для расчета полей осадков и стока ограничиваются лишь отдельными склонами;

б) уточнено положение границы преобладания атлантической и тихоокеанской влаги в питании ледниковых систем, зимнее положение климатологического фронта в Арктике, положение аномально влажных и сухих районов в большинстве горных систем СССР;

в) выявлены мезомасштабные особенности переноса воздушных масс и влаги в горах и прежде всего струйная структура такого переноса, выявлено положение основных струй в горных системах на территории СССР.

7. Структура теплового баланса абляции ледниковых систем изменяется не столько со степенью континентальности климата, сколько с широтой. В субарктическом поясе максимальны значения конденсации и вклад радиационного баланса в таяние снижается до значений, равных вкладу турбулентных составляющих. К северу роль последних уменьшается из-за снижения температур воздуха, а к югу из-за увеличения солнечной радиации.

8. На территории СССР имеются области преобладания конденсации по всей поверхности ледников (приморские районы), испарения по всей поверхности ледников (Внутренняя Средняя Азия), конденсации в областях питания и испарения на языках (Центральная Арктика), испарения в областях питания и конденсации на языках (переходные зоны на востоке Кавказа и на периферии Средней Азии).

9. Наборы зон льдообразования могут быть типизированы по самым верхним зонам и влажным («морским») или сухим («континентальным») типам процессов в других зонах. «Морские» наборы преобладают на тихоокеанском побережье, Урале, в Алтае-Саянской горной стране, на Кавказе и на западе Средней Азии. «Континентальные» наборы преобладают в Центральной Арктике, Восточной Сибири и на востоке Средней Азии.

10. Исследование ледниковых систем привело к их районированию по условиям массообмена и типам ледниковых климатов. В качестве факторов районирования матричного типа использованы широтное положение, степень океаничности или континентальности климата, источники питания влагой и степень локальной концентрации снега на ледниках.

11. В массообмене во всех ледниковых системах СССР участвует около 50 км³ воды, т. е. ограниченная часть всего влагооборота на территории СССР. Только около половины этого объема вовлечено в медленную ветвь цикла влагооборота, включающую перенос льда движением и длящуюся в среднем 710 лет, около 1100 лет в полярных покровах, 60—90 лет в ледниковых системах Субарктики, умеренного пояса и Кавказа и более 150 лет в ледниковых системах Средней Азии.

12. Выхолаживающее воздействие оледенения на атмосферу, реки и моря СССР соизмеримо с современной тепловой антропогенной нагрузкой на той же территории.

13. Возможно регулирование водного баланса активными воздействиями на процессы массообмена в ледниковых системах. Однако при любом методе таких воздействий, например, для Средней Азии, где они наиболее перспективны, эффект не превысит 5—7 км³/год.

Пути дальнейшего развития исследований состоят:

а) в переходе от средних к ежегодным характеристикам и изучению их изменений, что потребует регулярного анализа качественной космической информации;

б) в совершенствовании эталонных методов путем уже построенных нами полей и использования теории подобия;

в) в расширении полевого контроля выполненных в работе расчетов. Для такого контроля могут быть использованы теперь наблюдения на любых ледниках. Выбор их облегчен построением полей аккумуляции;

г) в развитии факторного анализа взаимосвязи рельефа, климата и морфологии оледенения путем сопоставления полей их характеристик и статистической обработки;

д) в использовании подходов, развитых в данной работе, для зарубежного и древнего оледенения;

е) в усилении внимания к качеству ледниковой воды — ее температуре, химическому, изотопному составу;

ж) во включении учения о ледниковых системах в исследования более широкой проблемы выявления роли оледенения в системе ледники—атмосфера—океан.

Список литературы[1]

1. Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1953, вып. 56, с. 5—43.

2. Авсюк Г. А. Ледники плоских вершин.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1950, вып. 45, с. 15—44.

3. Авсюк Г. А. Программа и общие указания по проведению гляциологических исследований Международного геофизического года.— М.: изд. ВИНИТИ, 1957.—30 с.

4. Авсюк Г. А. Температурное состояние ледников.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1955, № 1, с. 14—31.

5. Авсюк Г. А., Кренке А. Н. Состояние проблемы взаимосвязи между современным оледенением и климатом.— В кн.: Тепловая мелиорация северных широт. М., Наука, 1973, с. 13—26.

6. Авсюк Г. А., Сватков Н. М. Современное оледенение на территории СССР.— Уч. зап. Московского областного пед. ин-та, 1971, т. 287, вып. 2, с. 5—43.

7. Агалаков В. С. Снегосъемка на северном склоне Ключевой группы вулканов.— В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1967, вып. 5, с. 185—187.

8. Агаханянц О. Е. Основные проблемы физической географии Памира. Ч. 1.— Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1965.—240 с.

9. Агаханянц О. Е., Кадомцева Т. Г., Савич А. А. Фотоиндикация осадков в высокогорной зоне Памира.— В кн.: МГИ. М., 1979, вып. 35, с. 61—67.

10. Адаменко В. Н. Некоторые вопросы изучения теплового баланса ледников (на примере Полярного Урала).— В кн.: МГИ. М., 1963, вып. 8, с. 50—56, 72—75.

11. Алисов Б. П. Климат СССР.— М.: Изд-во Высшая школа, 1969.— 104 с.

12. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II.— Л.: Гидрометеоиздат, 1952.—487 с.

13. Аполлов Б. А. Учение о реках.— М.: Изд-во Московского госуниверситета, 1952.—522 с.

14. Арманд А. Д., Таргульян В. О. Принцип дополнительности и характериое время в географии.— В кн.: Системные исследования. Ежегодник. М., Наука, 1974, с. 146—153.

15. Арушанов М. Л., Царев Б. К., Щетинников А. С. К вопросу о влиянии индийского муссона на режим ледников Памира.— В кн.: МГИ. М., 1979, вып. 36, с. 143—150.

16. Бажев А. Б. Роль внутреннего инфильтрацнонного питания в балансе массы ледников и методы его определения.— В кн.: МГИ. М., 1973, вып. 21, с. 219—231.

17. Бажев А. Б., Бажева В. Я. Строение фирново-ледяной толщи на южном склоне Эльбруса.— В кн.: МГИ. М., 1964, вып. 10, с. 94—100.

18. Байдал М. Х. Колебания режима ледников в связи с макроциркуляционными эпохами.— В кн.: МГИ. М., 1964, вып. 10, с. 112—120.

19. Баков Е. К. Вещественный баланс ледника Западный Суек в 1970/71 балансовом году.— В кн.: Динамика и режим современного и древнего оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1977, с. 39—44.

20. Башлавин Д. К. Хребет Орулган (бассейны рек Лены, Яны, Омолоя).— В кн.: Каталог ледников СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1972, т. 17, вып. 5, ч. 2, с. 25—44.

[1] В связи с частым упоминанием принято сокращение МГИ, обозначающее сборник серии «Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения», издаваемой Междуведомственным геофизическим комитетом при Президиуме АН СССР (40 выпусков за 1961—1981 гг.).

21. Белова Н. И. Энергетические характеристики горно-ледникового бассейна (на примере бассейна Актру.)— В кн.: Гляциогидроклиматология горных стран. М., Наука, 1973, с. 81—87.

22. Берлянт А. М. Карты фоновых и остаточных поверхностей и их применение в географических исследованиях.— Вестн. Моск. уи-та, сер. геогр., 1969, № 4, с. 80—89.

23. Богдашевский Б. И., Волков Б. Н. Снегомерная съемка в горах Бырранга.— В кн.: МГИ. М., 1977, вып. 31, с. 178—179.

24. Богословский В. Н. Температурный режим поверхностиых слоев материкового ледника.— В кн.: Советская антарктическая экспедиция. Гляциологические исследования. Л., 1960, т. 10, с. 114—140.

25. Бойчук В. В., Марченко А. С. Фон и вариация элементов физико-географической среды.— М.: Наука, 1968.—64 с.

26. Бордовская Л. И. Теоретическое обоснование горного эффекта.— В кн.: Гляциология Алтая. Томск, 1976, вып. 9, с. 92—99.

27. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.—168 с.

28. Боровиков А. М., Грудзинский М. Х., Хргиан А. Х. О метеорологических условиях высокогорного Тянь-Шаня.— Труды ЦАО, 1958, вып. 21, с. 176—199.

29. Брязгин Н. Н., Мордвинов А. А. Метеорологические условия периода абляции и сток с ледников Северной Земли.— В кн.: МГИ. М., 1978, вып. 32, с. 37—43.

30. Булатов В. И., Дик А. Н., Ревякин В. С. Гляциогидрологические наблюдения в бассейне р. Аккол.— В кн.: Гляциология Алтая. Томск, 1967, вып. 5, с. 178—183.

31. Бурман Э. А. Местные ветры.— Л.: Гидрометеонздат, 1969.—341 с.

32. Бурова Л. П. Водные ресурсы атмосферы арктического бассейна.— Труды ААНИИ, 1981, вып. 370.

33. Бут И. В. О соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии.— В кн.: МГИ. М., 1963, вып. 7, с. 57—65.

34. Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.—207 с.

35. Визе В. Ю. Метеорологнческие наблюдения полярной экспедиции Г. Я. Седова 1912—1914 гг. Материалы по изучению Арктики. Т. 2.— Л.: изд. Арктического ин-та, 1933.—170 с.

36. Виноградов В. Н. Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975.—103 с.

37. Виноградов В. Н., Будников А. Е., Каразия Н. Ф. Черты режима ледника Козельского.— В кн.: Гляциологические исследования. М., Наука, 1976, № 25, с. 36—44.

38. Виноградов В. Н., Мартьянов В. Л. Тепловой баланс поверхности ледника Козельского в Авачинской группе вулканов.— В кн.: МГИ. М., 1980, вып. 37, с. 182—187.

39. Виноградов В. Н., Ходаков В. Г. Баланс льда ледника Корыто в Кроноцком массиве.— В кн.: Гляциологические исследования, М., Наука, 1976, № 25, с. 18—26.

40. Виноградов О. Н., Коновалова Г. И. Некоторые результаты анализа морфологических особенностей районов оледенения по данным Каталога ледников СССР.— В кн.: МГИ. М., 1972, вып. 19, с. 175—187.

41. Виноградов О. Н., Коновалова Г. И. Проблемы гляциоморфологического районирования (на примере Тянь-Шаня).— В кн.: МГИ. М., 1973, вып. 22, с. 186—195.

42. Виноградов О. Н., Коновалова Г. И., Псарева Т. В. Некоторые характеристики ледниковой системы Кавказа, методики и результаты их картографирования.— В кн.: МГИ. М., 1977, вып. 30, ч. 115—126.

43. Витвицкий Г. Н. О природе летних осадков Восточной Сибири.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1972, № 12, с. 93—99.

44. Витвицкий Г. Н. Пределы распространения летнего муссоиа в Восточной Азии.— Труды ВНМС. Секция климатологии, 1962, т. 4, с. 95—101.

45. Владимиров Л. А. Водный баланс Большого Кавказа.— Тбилиси: Мецниереба, 1970.—142 с.
46. Волкова М. В. Изменение составляющих теплового баланса ледника при различных синоптических процессах.— В кн.: Современное оледенение в бассейне реки Зеравшан.— Ташкент, Фан, 1972, с. 53—58.
47. Волкова М. В. Некоторые особенности метеорологического и радиационного режима ледника Северцева.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 53(134), с. 56—63.
48. Волошина А. П. Внешний энергообмен ледника Медвежий на Памире.— В кн.: МГИ. М., 1976, вып. 26, с. 59—78.
49. Волошина А. П. Метод расчета климатических характеристик теплового баланса ледниковой поверхности.— В кн.: МГИ. М., 1973, вып. 22, с. 108—112.
50. Волошина А. П. Сравнение основных методов расчета турбулентных потоков тепла и влаги, применяемых в условиях ледниковых инверсий.— В кн.: МГИ, М., 1972, вып. 20, с. 201—207.
51. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса).— М.: Наука, 1966.—150 с.
52. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности Марухского ледника.— В кн.: МГИ. М., 1972, вып. 19, с. 67—80.
53. Волошина А. П., Инашвили Ш. В. Особенности метеорологического режима ледников Верхней Сванетии в период абляции.— В кн.: МГИ. М., 1972, вып. 20, с. 124—130.
54. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.—546 с.
55. Гаврилова М. К. Радиационный и тепловой режим таяния ледников в северном полушарии.— В кн.: Советские географы XXI Международному географическому конгрессу, 1968. Тезисы докладов и сообщений. М., Наука, 1968, с. 62—64.
56. Гаврилова М. К. Тепловой режим таяния ледника в хребте Сунтар-Хаята в 1959 г.— В кн.: Тепло- и массообмен в мерзлых почвах и горных породах.— М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 44—58.
57. Гайгеров С. С. Вопросы аэрологического строения, циркуляции и климата свободной атмосферы Центральной Арктики и Антарктики.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.—320 с.
58. Гарелик И. С., Гриберг А. Н., Креике А. Н. Использование съемок со спутников для гляциологических исследований.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 1, с. 93—101.
59. Гельмгольц Н. Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.—330 с.
60. Геткер М. И. О статистической структуре поля осадков в Средней Азии.— Труды САРНИГМИ, 1973, вып. 3(84), с. 100—107.
61. Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. М. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах.— Труды САНИГМИ, 1972. вып. 62(77), с. 30—38.
62. Гидрометеорологический режим горноледниковых бассейнов Алтая в 1974 г./И. В. Березин, В. В. Васильев, В. П. Галахов и др.— В кн.: Вопросы горной гляциологии. Томск, Изд-во Томского госуниверситета, 1977, с. 56—64.
63. Глазырин Г. Е. К вопросу о картировании высоты снеговой линии горных ледников.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 45(126), с. 87—96.
64. Глазырин Г. Е. Некоторые статистические закономерности характеристик горных ледников (на примере бассейна рек Пскем и Талас).— Труды САНИГМИ, 1972, вып. 65(80), с. 102—110.
65. Глазырин Г. Е. Проблема расчетов характеристик распределения и режима горных ледников по стандартным данным. Автореф. дисс. на соискание учен. степени д-ра геогр. наук.— М., Ин-т географии АН СССР, 1979.— 21 с.
66. Глазырин Г. Е. Расчет распределения снегозапасов в горных районах.— В кн.: Труды Первого всесоюзного координационного совещания по инженерной гляциологии. Кировск, 1973, с. 81—85.
67. Глазырин Г. Е. Режим существования многолетних снежников — почти ледников.— В кн.: Вопросы горной гляциологии. Томск, Изд-во Томского госуниверситета, 1977, с. 80—91.
68. Глазырин Г. Е., Шантыкова Л. Н. Два метода определения средней многолетней снеговой линии на ледниках.— Изв. АН СССР. Сер. геог., 1973, № 5, с. 128—135.
69. Говоруха Л. С. Путешествие в Бырранга.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.—159 с.
70. Говоруха Л. С. Расчет среднего многолетнего бюджета льда в системе внешнего массообмена ледникового покрова Северной Земли.— Труды ААНИИ, 1970, т. 294, с. 12—27.
71. Говоруха Л. С. Снегомерные съемки на Земле Франца-Иосифа.— В кн.: МГИ. М., 1964, вып. 9, с. 263—265.
72. Говоруха Л. С., Семенов И. В. Гляциологические зоны Северной Земли.— В кн.: МГИ. М., 1963, вып. 7, с. 162—163.
73. Гогишвили К. С. Исследования циркуляционных факторов генезиса климата Грузии.— Тбилиси: Мецниереба, 1974.—151 с.
74. Головкова Р. Г. Градиентные измерения.— В кн.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Тянь-Шань. Заилийский Алатау. Метеорология. М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 19, 142 с; вып. 20, 155 с.; вып. 21, 83 с.; вып. 22, 148 с.
75. Головкова Р. Г., Денисова Т. Я. Радиационный и тепловой баланс ледников хребта Заилийский Алатау.— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, Илим, 1968, с. 84—88.
76. Голубев Г. Н. Гидрология ледников.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 247 с.
77. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б. Баланс массы ледника Джанкуат в 1968—1974 гг.— В кн.: МГИ.— М., 1977, вып. 30, с. 189—193.
78. Голубев Г. Н., Котляков В. М. Горные ледники как предмет и фактор геоэкологии.— В ки.: Высокогорная геоэкология. М., Внешторгиздат, 1976, с. 3—6.
79. Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (оледенения, вулканизм, неотектоника).— М.: Наука, 1965.—166 с.
80. Гросвальд М. Г. Сколько воды аккумулировано в ледниках зарубежной Азии?— В кн.: МГИ. М., 1964, вып. 9, с. 269—270.
81. Гросвальд М. Г., Котляков В. М. Ледники СССР и исследования бюджета их массы.— Геофиз. бюлл., 1969, № 21, с. 3—17.
82. Гросвальд М. Г., Котляков В. М. Предстоящие изменения климата и судьбы ледников.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 6, с. 21—33.
83. Гросвальд М. Г., Сильницкая В. И. Современные ледники Саяно-Тувинского нагорья.— В кн.: МГИ.— М., 1964, вып. 10, с. 281—285.
84. Гуртовая Е. Е., Сулаквелидзе Г. К., Яшина А. В. Закономерности распределения снежного покрова на Большом Кавказе.— В кн.: География снежного покрова. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 7—19.
85. Давидович Н. В. К вопросу о вертикальных градиентах температуры воздуха на Памире.— В кн.: МГИ. М., 1979, вып. 35, с. 56—61.
86. Давидович Н. В. О вертикальном градиенте температуры воздуха в высокогорье Средней Азии.— В кн.: МГИ. М., 1972, вып. 19, с. 59—67.
87. Давидович Н. В. О температурных различиях близ фронта горного ледника.— В кн.: МГИ. М., 1974, вып. 23, с. 34—41.
88. Давидович Н. В., Попова В. С. Некоторые модификации турбулентного обмена на горном леднике.— В кн.: МГИ. М., 1973, вып. 21, с. 169—174.
89. Давитая Ф. Ф. Некоторые аспекты влияния подстилающей поверхности на мезомасштабные атмосферные процессы.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1972, № 6, с. 75—81.
90. Денисов Ю. М. Метод расчета распределения снежного покрова в горах по данным аэрофотосъемки и температуре воздуха.— Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1963, № 6, с. 73—79.
91. Денисова Т. Я., Головкова Р. Г. Исследования метеорадиационных условий таяния в области аккумуляции ледника Центрального Туюксуйского.— В кн.: Гляциологические исследования в Казахстане.— Алма-Ата, Наука, 1971, вып. 9, с. 33—38.

92. Джорджио В. А., Колесникова В. Н., Петросянц М. А. Некоторые черты климата высокогорных районов по наблюдениям на леднике Федченко.— В кн.: Исследования ледников и ледниковых районов.— М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 2, с. 144—160.

93. Диких А. Н. Вопросы метелевого переноса снега на леднике Карабаткак.— В кн.: Гляциологнческие исследования на Тянь-Шане. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1964, с. 41—45.

94. Диких А. Н. Количественная оценка роли талых ледниковых вод в стоке рек Иссык-Кульской котловины в условиях засушливого лета.— В кн.: Динамика и режим современного н древнего оледенения. Фрунзе, Илим, 1977, с. 52—61.

95. Дикнх А. Н. Основные особенности условий существования современного оледенення Тянь-Шаня.— В кн.: Оледенение Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1976, с. 3—14.

96. Диких А. Н. Особенности таяния ледника Карабаткак.— В кн.: Гляциологнческие исследования на Тянь-Шане. Фрунзе. Изд-во АН КиргССР, 1964, вып. 6, с. 35—39.

97. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б., Рототаева О. В. Морфометрическая характеристика современного оледенения гор Средней Азии.— В кн.: МГИ. М., 1972, вып. 20, с. 169—184.

98. Дроздов О. А. Среднее многолетнее количество осадков.— В кн.: Климаты СССР. М.—Л., Гидрометеоиздат, 1936, ч. 5.

99. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере.— Л.: Гндрометеоиздат, 1963.—315 с.

100. Дроздов О. А., Кароль Б. П. Тепловой баланс деятельной поверхностн леднпка Федченко в летний период.— В кн.: МГИ. М., 1963, вып. 7, с. 101—107.

101. Дроздов О. А., Кароль Б. П., Мосолова Г. И. Особенности метеорологического режима ледников Средней Азии в летний период (район Памиро-Алая).— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, Илим, 1968, с. 160—167.

102. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Интенсивность таяния снега, фирна и льда в горах в зависимости от температуры и солнечной радиации.— Труды ГГО, 1970, вып. 263, с. 58—71.

103. Дубинский Г. П., Снегур И. П. Физико-географические особенности верховьев р. Баксана и метеорологнческие наблюдения иа леднике Башкара.— В кн.: Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ). Харьков, Изд-во Харьковского университета, 1961, т. 3, с. 215—284.

104. Дюнин А. К. Инженерная гляциология как нженерно-физическая наука.— Труды Первого всесоюзного координационного совещания по инженерной гляциологнн. Кировск, 1973, с. 22—26.

105. Дюргеров М. Б. Некоторые данные о гляциологических процессах в высокогорной рекристаллизационной зоне льдообразования.— В кн.: МГИ. М., 1979, вып. 35, с. 52—56.

106. Дюргеров М. Б., Урумбаев Н. А. Гляциологические исследования Памирского фирново-ледяного плато.— В кн.: МГИ. М., 1977, вып. 31, с. 30—38.

107. Ерасов Н. В. Метод определения объема горных ледников.— В кн.: МГИ. М., 1968, вып. 14, с. 307—308.

108. Забнров Р. Д. Оледенение Памира.— М.: Географгиз, 1955.—372 с.

109. Забиров Р. Д. Оледеиение Средней Азии.— В кн.: Работы Тянь-Шанской фнзико-географической станции. Гляциология. Фрунзе, Илим, 1958, вып. 1, с. 9—41.

110. Забиров Р. Д., Садыков Д. Реки бассейна Иссык-Куль. Каталог ледников СССР. Т. 14, вып. 2, ч. 5.— Л.: Гндрометеонздат, 1976.—90 с.

111. Закиев Х. Л. Циркуляция атмосферы и погода, снежный покров и таяние ледника в горах.— Уч. зап. Ростовского-на-Дону пед. ин-та, 1957, вып. 1, с. 85—117.

112. Зверев А. С. Синоптическая метеорологня и основы предвычислення погоды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.—774 с.

113. Зверкова Н. М., Кренке А. Н., Тареева А. М. Режим ледников Западиого Кавказа на картах атласа снежно-ледовых ресурсов мира.— В кн.: МГИ. М., 1978, вып. 34, с. 21—34.

114. Зиявитдинова В. С. Климатологическая характеристика Памиро-Алая в зависимости от направления набегающего потока в свободной атмосфере. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук.— Ташкент, Ташкентский ун-т, 1973.—19 с.

115. Иванов В. В., Никифоров Е. Г. Пути оценки возможных изменений гидрологического режима Карского моря под влиянием межбассейновых переброс стока рек.— Труды ААНИИ, 1976, т. 314, с. 176—182.

116. Иванов Н. И. Некоторые особенности распределения снежного покрова на северном склоне гориого узла Биш-Иирду.— В кн.: Гляциология Алтая. Томск, 1965, вып. 4, с. 199—224.

117. Иваиова Л. Ю., Кузнецова Л. П. Перенос влаги в атмосфере над срединным регионом СССР.— Водные ресурсы, 1976, № 5, с. 33—47.

118. К вопросу об определении объема ледников и доле малых ледиков в горном оледененнн/Л. И. Лихачева, П. С. Басин, Г. Е. Глазырин и др.— Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 9—18.

119. К обсуждению программы колебания ледников/П. А. Шумский, А. П. Волошина, В. М. Котляков и др.— В ки.: МГИ. М., 1973, вып. 22, с. 227—236.

120. Казанский А. Б., Колесникова В. Н. О тепловом балансе ледника Федченко.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 4, с. 575—584.

121. Калинин Г. П. Проблемы глобальиой гидрологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.—377 с.

122. Калмынкина Е. М. О температурном градиенте в Заилийском Алатау.— В кн.: Гляциологические исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарскнй Алатау. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, вып. 1, с. 44—51.

123. Каталог ледников СССР. Т. 1, ч. 1; т. 3, ч. 1—3; т. 8, ч. 1—12; т. 9, вып. 1, ч. 1—7; вып. 2, ч. 1; вып. 3, ч. 1—2; вып. 4, ч. 1; т. 13, вып. 2, ч. 1—7; вып. 1, ч. 1—11; вып. 2, ч. 1—11; вып. 3, ч. 1—20; т. 15, вып. 1, ч. 1—8; вып. 2, ч. 1; т. 16, вып. 1, ч. 1—7; вып. 2, ч. 1; т. 17, вып. 2, ч. 1; вып. 3, ч. 1; вып. 5, ч. 1, 2; вып. 7, ч. 1—4; т. 19, ч. 1—4; т. 20, ч. 1—4.—Л.: Гидрометеоиздат, 1966—1980.

124. Кеммерих А. О. Гидрография Памира и Памиро-Алая.— М.: Мысль, 1978.—264 с.

125. Кислов Б. В. К вопросу определения внутреннего питания ледников «теплого» типа.— Труды САРНИГМИ, 1976, вып. 45(126), с. 62—72.

126. Клюкин Н. К. Климатический очерк Северо-Востока СССР.— М.: Гидрометеонздат, 1960.—118 с.

127. Колосов Д. М. Развитие Тихоокеанской древнеледниковой провинции.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду иа территории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952, вып. 3, с. 214—216.

128. Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.—170 с.

129. Котляков В. М. Горы, льды и гипотезы.— Л.: Гидрометеоиздат. 1977.—167 с.

130. Котляков В. М. Задачи создания Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.— Вестн. АН СССР, 1976, № 9, с. 95—100.

131. Котляков В. М. Опыт подсчета запасов воды, аккумулированной в горных ледниках Советского Союза.— Изв. АН СССР. Сер. геогр.; 1966, № 3, с. 43—48.

132. Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледененин материка.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.—246 с.

133. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники.— Л.: Гидрометеонздат, 1968.—479 с.

134. Котляков В. М., Кренке А. Н. Роль наземного оледенения в водно-ледовом балансе Арктики.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 4, с. 11—21.

135. Котляков В. М., Кренке А. Н., Гросвальд М. Г. Новый взгляд на современное н древнее оледенение Памира и Гиссаро-Алая.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 5, с. 5—22.

136. Котляков В. М., Плам М. Я. Подсчет количества твердых осадков на горных ледниках и роль метелевого переноса в их перераспределении (по исследованиям на Эльбрусе).— В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ.— М.; Наука, 1965, с. 87—117.

137. Кренке А. Н. Зоны льдообразования на ледниках.— Геофиз. бюлл., 1973, № 25, с. 44—56.

138. Кренке А. Н. К методике расчета теплового баланса поверхности ледника в период абляции.— В кн.: МГИ. М., 1961, вып. 2, с. 63—65.

139. Кренке А. Н. Климатические условия существования ледников и формирование ледниковых климатов.— В кн.: Итоги науки. Метеорология и климатология, вып. 1, 1970 г. М., изд. ВИНИТИ, 1971, с. 168—207.

140. Кренке А. Н. Климатические условия существования оледенения Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 1, с. 19—33.

141. Кренке А. Н. Об уровнях гляциологических исследований и о предмете леднковедения.— В кн.: МГИ. М., 1976, вып. 27, с. 27—36.

142. Кренке А. Н. Районирование ледников Арктики в связи с циркуляцией атмосферы.— В кн.: Гляциологические исследования. М., Изд-во АН СССР, 1963, № 9, с. 57—71.

143. Кренке А. Н., Боровик Э. С., Рототаев К. П. Снегонакопление на ледниках Кавказа.— Труды ЗакНИГМИ, 1970, вып. 45(51), с. 123—131.

144. Кренке А. Н., Кукушкина К. И. Метеорологические условия накопления воды в бассейне ледника Колка.— В кн.: МГИ. М., 1976, вып. 26, с. 130—140.

145. Кренке А. Н., Рототаева О. В. Поле аккумуляции для ледниковой системы Памира и использование его в расчетах стока.— Изв. АН СССР.. Сер. геогр., 1979, № 2, с. 100—108.

146. Кренке А. Н., Тареева А. М. Расчет ледникового стока на Кавказе по полю температуры воздуха на высоте границы питания ледников.— В кн.: МГИ. М., 1980, вып. 39, с. 31—37.

147. Кренке А. Н., Хованский Г. С. Расчет протяженности зон льдообразования на ледниках в нестационарных условиях.— В кн.: МГИ. М., 1974, вып. 23, с. 25—34.

148. Кренке А. Н., Ходаков В. Г. О связи поверхиостного таяния ледников с температурой воздуха.— В ки.: МГИ. М., 1966, вып. 12, с. 153—164.

149. Кренке А. Н., Чернова Л. П. Ледиковые системы Северо-Востока СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 1, с. 17—33.

150. Кренке А. Н., Шаитыкова Л. Н. Использование высоты границы питания на ледниках в гидрометеорологических расчетах.— В кн.: МГИ. М., 1978, вып. 34, с. 167—178.

151. Кривоносов Б. М. Вероятные суммы осадков по склонам Белухи. В кн.: Гляциология Алтая. Томск, 1970, вып. 6, с. 128—135.

152. Крупнейшие ледники Средней Азии (ледники Федченко и Зеравшанский)/Под ред. Л. К. Давыдова.— Л.: Изд-во Ленинградского госуниверситета, 1967.—263 с.

153. Куваева Г. Н., Сулаквелидзе Г. К. Миграция водяных паров в снежном покрове.— В кн.: Снежный покров, его распространение и роль в народном хозяйстве. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 30—38.

154. Кузнецова Л. П. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР — М.: Наука, 1978.—91 с.

155. Кузьмин П. П. Стаивание ледников и тепловой баланс.— Геофизика, 1937, т. 7, вып. 4, с. 272—283.

156. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.—179 с.

157. Купецкий В. Н. Тенденция современного похолодания Арктики и Антарктики.— В кн.: XXIII Международный геогр. конгресс. Тезисы симпозиума «География полярных стран», тур. К-29, Ленинград, 22—26 июля 1976 г. Л., Гидрометеоиздат, 1976, с. 65—67.

158. Латипова В. А. Количество осадков, год. Атлас Таджикской ССР. Душанбе—Москва, 1968, лист. 69.

159. Лебедева И. М. Абляция горных ледников в условиях континентального климата.— В кн.: МГИ. М. 1973, вып. 22, с. 101—107.

160. Лебедева И. М. Влияние летних снегопадов на таяние ледников Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана.— В кн.: МГИ. М., 1970, вып. 16, с. 163—173.

161. Лебедева И. М. Интенсивность испарения с ледников Средией и Центральной Азии (возможности измерений и расчетов).— В кн.: МГИ. М., 1976, вып. 26, с. 119—129.

162. Лебедева И. М. Испарение с ледников Средней Азии.— В кн.: МГИ. М., 1972, вып. 20, с. 94—105.

163. Лебедева И. М. Тепловой баланс ледника Дугава (Алайский хребет) и возможностн искусственного усиления его таяиия.— В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледовых толщ. М., Наука, 1965, с. 187—192.

164. Левин А. Т., Савченко В. М. Ледниковые и наледное питание рек Северо-Востока СССР.— Труды ВНИИзолота и редких металлов. Магадан, 1959, вып. 14, с. 19—24.

165. Ледник Абрамова/В. Ф. Суслов, А. А. Акбаров, Ю. Н. Емельянов и др.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.—206 с.

166. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ)/Г. Н. Голубев, М. Б. Дюргеров, В. А. Маркин и др.— Л.: Гидрометеонздат, 1978.—184 с.

167. Ледник Тургень-Аксу.— Фрунзе: Илим, 1976.—107 с.

168. Ледник Федченко.— Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962, т. 2.—198 с.

169. Лосева И. А. Значение летних снегопадов как фактора аккумуляции и абляции ледников Эльбруса.— В кн.: МГИ. М., 1964, вып. 10, с. 74—79.

170. Лупина Н. Х. Термический режим в приземном слое воздуха иад ледниками Актру.— В кн.: Материалы научной конфереиции «Проблемы гляциологии Алтая». Томск, Изд-во Томского госуниверситета, 1974, с. 119—127.

171. Львович М. И. Опыт классифнкацни рек СССР.— Труды ГГИ, 1938, вып. 6, с. 58—108.

172. Львович М. И., Цигельная И. Д. Потенциальные возможности многолетнего регулирования речного стока в горной части бассейна Аральского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 1, с. 45—56.

173. Мазо В. Л. Взаимодействие в системах ледников и снежников и мера их компактности.— В кн.: МГИ. М., 1978, вып. 34, с. 75—79.

174. Макаревич К. Г., Вилесов Е. Н., Шабанов П. Ф. Баланс массы и сток с ледников Туюксуйского гориоледникового бассейна в 1970—1972 гг.— В кн.: МГИ. М., 1976, вып. 25, с. 44—50.

175. Маркин В. А. Альбедо ледников Земли Франца-Иосифа и его роль в радиационном режиме архипелага.— В ки.: Гляциологические исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961, № 6, с. 111—122.

176. Маркин В. А. Особенностн поступления тепла к поверхности ледников Камчатки в сезон абляции.— В кн.: Гляциологические исследования. М., Наука, 1976, № 25, с. 27—35.

177. Матвеев А. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.—876 с.

178. Материалы наблюдений на горноледниковых бассейнах Международного гидрологического десятилетия в Советском Союзе. Вып. 1, 1965—1969.—Л.: Гидрометеоиздат, 1980.—236 с.

179. Матюхнн Г. Д. Климатическне данные по высотным поясам южного склона Эльбруса.— В кн.: Информационный сборник о работах по МГГ.— М., Изд-во Московского госуниверситета, 1960, № 5, с. 130—194.

180. Меншутин В. М. Баланс массы Марухского ледника и изменчивость его составляющих.— В кн.: МГИ. М., 1977, вып. 31, с. 38—45.

181. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.—638 с.

182. Михалев В. И. Особенности гляциологической зональности в районах с морскнм климатом (на примере плато Изаксена, Западный Шпицберген).— В кн.: МГИ. М., 1970, вып. 17, с. 173—186.

183. Михалев В. И., Чижов О. П. Результаты гляциологических исследований на Новой Земле в 1969 г.— В кн.: МГИ. М., 1970, вып. 17, с. 186—201.

184. Мусаелян Ш. А. Об учете влияния неровностей рельефа поверхности Земли при определении давления на уровне моря.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз. № 5, 1958, с. 625—635.

185. Научный семинар по гляциологии.— В ки.: МГИ. М., 1967, вып. 13, с. 98.

186. Некрасов И. А., Климовский И. В., Шейнкман В. С. Гляциологические исследования в хребте Улахан-Чистайский (горная система Черского).— В кн.: МГИ. М., 1973, вып. 22, с. 174—180.

187. Ни А. А., Лыкосов В. Н. Вертикальный профиль ледникового ветра.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 49(130), с. 35—40.

188. О предмете гляциологической науки (обсуждение вопроса о содержании термина «гляциологня» советскими гляциологами).— В кн.: МГИ. М., 1962, вып. 6, с. 151—162.

189. Обсуждение. Некоторые итоги исследований Института географии АН СССР на Эльбрусе.— В кн.: МГИ. М., 1964, вып. 10, с. 100—103.

190. Общие и специфические черты режима ледников и их колебаний в Западных Альпах и на Кавказе/(Г. Н. Голубев, А. Н. Креике, Г. К. Тушинский и др.— В кн.: Клнматология, гидрология, гляциология. Международная география, 1976. М., Внешторгиздат, 1976, вып. 2, с. 288—294.

191. Оледенение Заилийского Алатау/К. Г. Макаревич, Н. Н. Пальгов, Г. А. Токмагамбетов и др.— М.: Наука, 1969.—288 с.

192. Оледенение Земли Франца-Иосифа/М. Г. Гросвальд, А. Н. Кренке, О. Н. Виноградов и др.— М.: Наука, 1973.—352 с.

193. Оледенение Новой Земли/О. П. Чижов, В. С. Корякин, Н. В. Давидович и др.— М.: Наука, 1968.—337 с.

194. Оледенение Урала/Л. С. Троицкий, В. Г. Ходаков, В. И. Михалев и др.— М.: Наука, 1966.—305 с.

195. Оледенение Эльбруса/Под ред. Г. К. Тушинского.— М.: Изд-во Московекого госуниверситета, 1968.—345 с.

196. Основные положения по организации и проведению наблюдений за колебаниями ледников/А. П. Волошина, В. М. Котляков, К. Г. Макаревич и др.— В кн.: МГИ. М., 1973, вып. 22, с. 199—222.

197. Осокин Н. И. Снежники и снежниковые системы низко- и среднегорных районов СССР.— М.: Наука, 1981.—72 с.

198. Пальгов Н. Н. Зависимость положеиия фирновой линии Центрального Туюксуйского ледника от осадков и летней температуры воздуха.— В кн.: МГИ. М., 1963, вып. 7, с. 65—72.

199. Пальгов Н. Н. Ледники Казахстана и основные черты их режима.— В кн.: Гляциологические исследования в период МГГ. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964, вып. 4, с. 8—27.

200. Пальгов Н. Н. О термине гляциологии.— В кн.: МГИ. М., 1962, вып. 6, с. 157.

201. Панов В. Д. Влняние деградации оледенения на сток рек Североиого Кавказа.— В кн.: МГИ. М., 1973, вып. 22, с. 126—130.

202. Панов В. Д. Главный, Боковой и Водораздельный хребты Большого Кавказа.— Изв. ВГО, 1979, т. 3, вып. 5, с. 438—442.

203. Панов В. Д. Изменение объема льда в ледниках Большого Кавказа в последнем столетии.— В кн.: Проблемы комплексного географического изучения высокогорных территорий. Тезисы докладов. Секция 6 VII съезда Геогр. об-ва СССР, Фрунзе.— Л., 1980, с. 31—35.

204. Панов В. Д. Режим и эволюцня современного оледенения бассейиа реки Черек Безенгийский.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.—135 с.

205. Петросянц М. А., Субботина О. И., Чанышева С. Г. О влиянии орографии Средней Азии на среднее поле температуры.— Труды САНИГМИ, 1965, вып. 20(35), с. 158—171.

206. Подрезов О. А. Особениости режнма температуры близ конца ледника Малый Актру.— В кн.: Гляциология Алтая. Томск, 1962, вып. 2, с. 127—131.

207. Полевые исследования по теме «разработка научных основ искусственного усиления таяния ледников Средней Азии»/Л. Д. Долгушин, А. О. Кеммерих, А. Н. Кренке и др.— В кн.: МГИ. М., 1965, вып. 11, с. 5—15.

208. Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье).— М.: Наука, 1960.—72 с.

209. Преображенский В. С. Современное оледенение гор северо-востока Азии.— В кн.: XIX Международный геогр. конгресс в Стокгольме. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 118—122.

210. Прик З. М. Среднее положение приземных барических и термических полей в Арктике.— Труды ААНИИ, 1959, т. 217, с. 5—34.

211. Проблемы современного оледенения Памиро-Алая/А. Б. Бажев, Г. М. Варнакова, В. М. Котляков и др.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 14 (95), с. 3—14.

212. Пузанов В. П. Климатические условия таяния снега и льда.— В кн.: Информ. сб. о работах геогр. фак-та МГУ по МГГ. М., 1958, № 1, с. 138—157.

213. Радиационный режим территории СССР/Е. П. Барашникова, В. П. Гаевскнй, Л. М. Дьяченко и др.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.—528 с.

214. Ревякин В. С., Галахов В. П. Вещественный баланс ледиков Алтая.— В кн.: Вопросы горной гляциологии. Томск, Изд-во Томского госуниверситета, 1977, с. 116—130.

215. Ревякин В. С., Голещихин В. П. Осадки в горноледниковых бассейнах Алтая.— В кн.: Гляциология Алтая. Томск, 1978, вып. 12, с. 126—129.

216. Ревякин В. С. Голещихин В. П., Хан И. А. Тепловой баланс поверхности малых ледников Алтая.— В ки.: Гляциоклиматология Западной Сибири. Л., Гидрометеоиздат, 1975, с. 47—54.

217. Ревякина Н. В. К изучению перигляциальиой растительности Катунского хребта.— В кн.: Материалы научной конференции «Проблемы гляциологии Алтая». Томск, Изд-во Томского госуииверситета, 1973, с. 136—140.

218. Рейнгард А. Л. Сиеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом.— Изв. Кавказского отдела Русского геогр. об-ва, 1916, т. 24, вып. 3, с. 275—332.

219. Рейнгард А. Л. Снеговая граница в Среднем Кавказе в верховьях Уруха, Ардона и Риони.— Изв. Кавказского отдела Русского геогр. об-ва, 1917, т. 25, вып. 2—3, с. 215—232.

220. Ретеюм А. Ю. О геокомплексах с односторонним системообразующим потоком вещества и энергии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, № 5, с. 122—128.

221. Рототаева О. В. Построение полей высоты границы питания и аккумуляции для ледниковой системы Гиссаро-Алая.— В кн.: МГИ. М., 1979, вып. 35, с. 42—52.

222. Руководство по составлению Каталога ледников СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.—154 с.

223. Русанов В. И. Распределение среднего годового количества осадков в Центральном Алтае.— Изв. ВГО, 1961, т. 93, вып. 6, с. 507—511.

224. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961,—448 с.

225. Северский И. В. К методике расчета средних годовых сумм твердых осадков на границе питания ледников.— Вестник АН КазССР, 1978, № 11, с. 43—50.

226. Северский И. В., Черкасов П. А. Годовые суммы атмосферных осадков на северном склоне Джунгарского Алатау.— В кн.: Снежные лавины и ледники Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1977, с. 3—22.

227. Семенов И. В. Физико-географическое районирование Североиой Земли.— Изв. ВГО, 1966, т. 98, вып. 1, с. 3—9.

228. Сербина З. П. Поверхностная абляция ледников Кавказа. Автореф. на соисканне учеи. степени канд. геогр. наук — Харьков, Харьковский ун-т, 1975.—24 с.

229. Сидоров Л. Ф. Что же все-таки называть Памиром?— В кн.: Страны и иароды Востока. Памир. М., Наука, 1975, вып. 16, с. 5—25.

230. Скорняков В. А. Сток на территории бассейна Верхнего Енисея.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 6, с. 98—104.

231. Слуцкий В. И., Коновалова Г. Ф. Ледниковый ветер в горноледниковом бассейне Актру.— В кн.: Гляциология Алтая. Томск, 1972, вып. 7, с. 147—164.

232. Снежный покров Горного Алтая/В. С. Ревякин, В. Н. Барахтин, В. А. Виноградов и др.— В кн.: МГИ. М., 1974, вып. 24, с. 160—168.
233. Советская Арктика (моря и острова Североиого Ледовитого океана).— М.: Наука, 1970.—526 с.
234. Сорочан О. Г. Предварительные даиные об основных характеристиках влагооборота над Восточной Сибирью и Дальним Востоком.— Труды ГГО, 1961, вып. 3, с. 15—23.
235. Станюкович К. В. В горах Памира и Тиань-Шаня.— М.: Мысль, 1977.—256 с.
236. Строение фирновой толщи Марухского ледника, льдообразование и миграция воды в ней/А. Н. Кренке, А. Б. Бажев, В. Я. Бажева и др.— В кн.: МГИ. М., 1970, вып. 17, с. 277—288.
237. Судаков П. А., Плеханов П. А. Временна́я и пространственная изменчивость максимальных снегозапасов в гляциальной зоне Заилийского Алатау.— В кн.: МГИ. М., 1977, вып. 31, с. 179—182.
238. Суслов В. Ф., Акбаров А. А. Гляциогидрологический очерк водосборной части бассейна реки Чиле (северный склои хребта Кичик-Алай).— В кн.: МГИ. М., 1966, вып. 12, с. 210—229.
239. Тареева А. М. Расчет поля аккумуляции на высоте границы питаиия ледников Кавказа.— В кн.: МГИ. М., 1978, вып. 34, с. 64—68.
240. Тареева А. М. Температура воздуха в высокогорной зоне Кавказа в летний период.— В ки.: МГИ. М., 1976, вып. 28, с. 59—66.
241. Тареева А. М., Креике А. Н., Попова В. С. Метеорологические условия и тепловой балаис таяния снега и льда на леднике Гергети за период абляции 1977 г.— В кн.: МГИ. М., 1970, вып. 17, с. 270—277.
242. Тепловой баланс и абляция на поверхности ледников хребта Джунгарский Алатау/П. А. Черкасов, К. Ш. Днярова, Е. Н. Вилесов и др.— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фруизе, Илим, 1968, с. 89—98.
243. Тепловой и вещественный баланс леднка Абрамова за 1967—1971 гг./А. А. Акбаров, З. А. Герасимова, Ю. Н. Емельинов и др.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 14(95), с. 36—49.
244. Токмагамбетов Г. А. Ледники Заилийского Алатау.— Алма-Ата: Наука, 1976.—366 с.
245. Тронов М. В. Ледники и климат.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 407 с.
246. Тронов М. В. О влиянии летних снегопадов иа режим ледников Алтая.— В кн.: Гляциология Алтая. Томск, 1962, вып. 1, с. 161—168.
247. Тронов М. В. Об основных вопросах и задачах гляциогидрологии гориых районов СССР.— В кн.: МГИ. М., 1971, вып. 18, с. 111—116.
248. Тронов М. В. Факторы оледенеиия и развития ледников.— Томск: Изд-во Томского госуниверситета, 1972.—335 с.
249. Тронов М. В., Лупина Н. Х. Основы учения о снеговой границе и хионосфере.— Л.: Наука, 1977.—168 с.
250. Тронов М. В., Тронова Л. Б., Белова Н. И. Основные черты климата гориоледиикового бассейна Актру.— В кн.: Гляциология Алтая, Томск, 1965, с. 3—48.
251. Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза.— М.: Географгиз, 1963.—311 с.
252. Тушинский Г. К., Малиновская Н. М. Гляциологическое районирование Земли.— В кн.: Гляциогидроклиматология горных стран. М., Наука, 1973, с. 7—14.
253. Фащевский Б. В. О ледниковом питании рек Горного Алтая.— Изв. ВГО, 1969, т. 101, вып. 4, с. 365—369.
254. Халтинер Д. Д., Мартин Ф. Л. Динамическая и физическая гляциология.— М.: Изд-во Иностр. лит., 1960.—435 с.
255. Ходаков В. Г. Водно-ледовый баланс райоиов совремеиного и древнего оледенения СССР.— М.: Наука, 1978.—194 с.
256. Ходаков В. Г. Метод расчета вероятных условий развития четвертичного покровного ледника.— В кн.: МГИ. М., 1968, вып. 14, с. 180—189.
257. Ходаков В. Г. Некоторые особенности таяния небольших ледников и снежников.— В кн.: Тепловой и водный режим снежно-лавинных толщ. М., Наука, 1965, с. 81—86.

258. Ходаков В. Г. О завнсимостн суммарной абляцнн поверхности ледников от температуры воздуха.— Метеорология и гидрология, 1965, № 7, с. 48—50.
259. Ходаков В. Г. Процессы перераспределения снега и снежного покрова в горах.— В кн.: МГИ. М., 1964, вып. 9, с. 216—218.
260. Ходаков В. Г. Снежный покров и современное оледенение Полярного Урала.— В кн.: Исследования ледников и ледниковых районов. М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 2, с. 41—49.
261. Ходаков В. Г., Монсеева Г. П. Ледники как индикаторы водностн.— Метеорология и гидрологня, 1972, № 6, с. 83—86.
262. Ходаков В. Г., Моисеева Г. П. Потенциальная абляция льда на территории СССР.— В кн.: МГИ. М., 1972, вып. 20, с. 70—74.
263. Ходос Э. П. Бюджет массы оледенения Большого Кавказа в связи с изменениями в режиме атмосферной циркуляции. Автореф. дисс. на соискание учен. степенн канд. геогр. наук.— Ростов-на-Дону, Ростовский-на-Доиу ун-т, 1967.—22 с.
264. Хргиан А. Х. Ледниковый ветер.— Метеорология и гидрология, 1938, № 11—12, с. 51—66.
265. Хргиан А. Х. Некоторые данные об аэрологической структуре ледникового ветра.— Труды ЦАО, 1948, вып. 3, с. 76—94.
266. Хромов С. П., Мамоитова Л. И. Метеорологический словарь.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.—620 с.
267. Цыкин Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучеиия с помощью термозондироваиия).— М.: Изд-во АН СССР, 1962.—95 с.
268. Червяков В. А. Картографическое отображение и анализ дискретной информации в виде полей.— Автореф. дисс. на соискание учен. степени д-ра техн. наук.— М., МИИГАиК, 1978.—38 с.
269. Червяков В. А. Концепция поля в современиой картографии.— Новосибирск: Наука, 1978.—147 с.
270. Черкасов П. А. Таяние ледников и их роль в питании реки Баскан хребта Джунгарский Алатау.— В кн.: Гляциологические исследоваиия в период МГГ. Заилийский и Джуигарский Алатау.— Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962, вып. 2, с. 160—196.
271. Черкасов П. А. Тепловой баланс и абляция на поверхности ледиков бассейна рекн Баскан в хребте Джунгарский Алатау.— В кн.: Гляциологические исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау.— Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, вып. 1, с. 183—233.
272. Черкасов П. А., Зенкова В. А. Абляция ледников в бассейне реки Аганакты Тентекской в хребте Джунгарский Алатау.— В ки.: Гляциологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, Гылым, 1966, вып. 6, с. 50—68.
273. Чернова Л. П. Влияние оледеиения на формирование рельефа иа примере высокогорья Кавказа.— Автореф. дисс. иа соисканне учен. степени канд. геогр. иаук.— М., Ин-т географин АН СССР, 1975.—16 с.
274. Чижов О. П. Оледенение северной полярной области.— М.: Наука, 1976.—240 с.
275. Чижов О. П., Бажева В. Я. Острова — ледяные шапки в Арктике и Аитарктике.— В ки.: Вопросы географии. М., Мысль, 1970, вып. 84, с. 243—254.
276. Шантыкова Л. Н. Количество твердых осадков на ледниках Цеитрального Алтая.— В кн.: МГИ. М., 1976, вып. 25, с. 56—61.
277. Шантыкова Л. Н. Пространственно-временна́я изменчивость высоты границы питания на горных ледниках. Автореф. днсс. на соискание учеи. степени канд. геогр. наук.— М., Ии-т географии АН СССР, 1978.—27 с.
278. Швер Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.—302 с.
279. Шпайхер А. О., Федорова З. П. Междугодичиая изменчивость гидрологического режима морей сибирского шельфа.— Труды ААНИИ, 1978, т. 349, с. 16—25.
280. Шпинь П. С. Оледенеиие Кузнецкого Алатау.— М.: Наука, 1980.—84 с.
281. Шульц В. Л. Интенсивность снеготаяния в горах Средией Азин.— Труды Ин-та энергетики АН УзССР, 1947, вып. 1, с. 115—142.

282. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. 2-е изд.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.—691 с.
283. Шумский П. А. Динамическая гляциология.— В кн.: Итоги науки. Гидрология суши, гляциология, 1968. М., изд. ВИНИТИ, 1969.—172 с.
284. Шумский П. А. Задачи и методы изучения колебаний ледников.— Труды Ин-та механики Московского ун-та, 1975, № 42, с. 5—11.
285. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.—492 с.
286. Шумский П. А. Что такое гляциология.— В кн.: МГИ. М., 1962, вып. 6, с. 159—161.
287. Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников.— М.: Географгиз, 1947.—60 с.
288. Шумский П. А., Креике А. Н. Современное оледенение Земли и его изменения.— Геофиз. бюлл., 1964, № 14, с. 128—158.
289. Шумский П. А., Михалев В. И., Цветков Д. Г. Колебания ледника Обручева (Полярный Урал), их механизм и причины. Кинематика поверхности.— В кн.: МГИ. М., 1972, вып. 20, с. 35—69.
290. Шумский П. А., Цыкин Е. Н. К вопросу о гляциологической зональности.— В кн.: МГИ. М., 1962, вып. 5, с. 29—34.
291. Щеглова О. П. О ледниковом питании рек Средней Азии.— Метеорология и гидрология, 1951, № 8, с. 29—31.
292. Щеглова О. П., Гапишко В. Г. Принципы крупномасштабного картирования снегозапасов на основе аэрофотосъемок.— В кн.: МГИ. М., 1976, вып. 26, с. 221—226.
293. Щетинников А. С. Абляция на языке ледника Райгородского.— Труды САНИГМИ, 1966, вып. 27(42), с. 24—34.
294. Щетинников А. С. Ледники бассейна реки Пскем. Л.: Гидрометеоиздат, 1976.—120 с.
295. Щетинников А. С. Ледниковые коэффициенты как показатели связи оледенения с рельефом.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 14(95), с. 77—86.
296. Ahlmann H. W. Glacial variations and climate fluctuations.— New York, 1953.— 51 p.
297. Ahlmann H. W. Glaciological research on the North Atlantic coasts.— London, 1948,— 83 p.
298. Ahlmann H. W. Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidite sous forme solide.— Geogr. Annal., 1924, p. 223—272.
299. Avsiuk G. A., Krenke A. N. The beginning of the Soviet glaciological investigation in the IHD programme.— Publ. IAHS, 1968, N 79, p. 292—299.
300. Bader H. The Greenland ice sheet.— U. S. Cold Region Res. Eng. Lab., pt. I, Sect. BZ.— Hanover, 1961.— 18 p.
301. Grengg H. Wurtenkees und Hochwurten Speicher.— Z. Gletsch. und Glazialgeol., 1976, Bd 12, N 1, S. 105—107.
302. Herman G. The effect of extreme sea ice variations on the climatology of the Goddard GCM.— In: Sea Ice Processes and Models. Washington: Univ. Washington Press, 1978.
303. Hess H. Die Gletscher.— Braunschweig: Verlag von F. Vieweg u. S., 1904.— 426 S.
304. Hobbs W. H. Characteristics of existing glaciers.— New York: Macmillan, 1911.— 301 p.
305. Hoinkes H. C. Glacial meteorology.— In: Research Geophysics. V. 2.— Cambridge, Mass: M. I. T. Press, 1964, p. 391—424.
306. Holmgren B. Climate and energy exchange on a sub-polar ice cap in summer. Arctic Institute of North America Devon Island Expedition 1961—1963.— Meteorol. Inst. Uppsala Univ., Meddelande, 1971, N 107.— 158 p.
307. Kotlyakov V. M., Lebedeva I. M. Nieve and ice penitents, their way of formation and indicative significance.— Z. Gletsch. und Glazialgeol., 1974, Bd 10, S. 111—127.
308. Krenke A. N. Water percolation through the firn body of temperate glaciers and formation of glacial runoff according to IHD Marukh representative and experimental basins.— In: Proc. Wellington Symp., Dec. 1970.— V. 2.— Wellington, 1972, p. 88—100.
309. Krimmel R., Meier M., Post A. Surging and nonsurging glacier in the Pamir mountains, USSR.— In: ERTS-1: A new window on our planet. Professional Paper N-929.— Washington, 1976, p. 178—180.
310. Kurowsky L. Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorn-gruppe.— Pencks geogr. Abhandlungen, 1891, Bd 5, S. 116—160.
311. La Casinière A. C. de. Heat exchange over a melting snow surface.— J. Glaciol., 1974, v. 13, N 67, p. 55—72.
312. Lang K. Über die Bedeutung der Lufttemperatur als hydrometeorologischen Informationsträger.— In: Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamuk. Ht. 31. Wien, 1978.
313. Löwe F. Das grönländische Inlandies nach neuen Feststellungen.— Erdkunde, 1964, Bd 18, N 3, S. 189—202.
314. Martin S. Wind regimes and heat exchange on Glacier de Saint-Sorlin.— J. Glaciol., 1975, v. 14, N 70, p. 91—106.
315. Martinelli M. Snow-fence experiments in alpine areas.— J. Glaciol., 1973, v. 12, N 65, p. 291—304.
316. Meier M. F., Post A. S. Recent variations in mass net budget of glaciers in Western North America.— In: Publ. AIHS, 1962, N 58, p. 63—77.
317. Miller H., Bradley R. S., Andrews J. T. The glaciation level and lowest equilibrium line altitude in the high Canadian Arctic: maps and climatic interpretation.— Arctic and Alpine Research, 1975, v. 7, N 2, p. 155—168.
318. Mock S. J., Weeks W. F. The distribution of 10-meter snow temperatures on the Greenland ice sheet.— J. Glaciol., 1966, v. 6, N 43, p. 23—41.
319. Müller F., Caflisch T., Müller G. Firn und Eis. Der Schweizer Alpen Gletscherinventar. Publ. N 57. Der Geograph. Inst. Zürich, 1976.— 226 S.
320. Müller F., Scherler K.— Report on world glacier inventory. Status October 1979.— Zürich, 1979.— 41 p.
321. Nye J. F. A method of calculating the thickness of the ice sheets.— Nature, 1952, v. 169, N 4300, p. 529—530.
322. Ostrem G. The height of the glaciation limit in Southern British Columbia and Alberta.— Geogr. Annal., 1966, Agr. 48, p. 126—138.
323. Paterson W. S. B. The physics of glaciers.— Oxford: Pergamon Press, 1969.— 250 p.
324. Scheibbner F., Mahringer W. Die Albedo der Sonnblickgletscher und ihre zeitlichen Variationen.— Arch. Meteorol., Geohys. und Bioklimatol., 1968, Bd 16, N 2—3, S. 174—194.
325. Sivall T. R. Synoptic-climatological study of the Asian summer monsoon in Afganistan.— Geogr. Annal., Ser. A. Phys. Geogr. Stockholm, 1977, v. 59 A, N 1—2, p. 67—87.
326. Wiessmann H. Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien.— Wiesbaden, 1959.— 331 S.
327. Wilson A. T. The climatic effects of largescale surges of ice sheets.— Cand. J. Earth Sci., 1969, v. 6, N 4, Pt. 2, p. 911—916.
328. Zaltzman R., Reid G. W. Theoretical study of thermal polution.— Geophys. Intern., 1972, v. 12, N 1, p. 55—74.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Сокращения

арх.— архипелаг
бух.— бухта
влк.— вулкан
г.— гора
г. с.— горная система
л.— ледник
о.— остров
о-ва — острова
пер.— перевал
п-в — полуостров
р.— река
рег.— регион
ст.— станция
стр.— страна
хр.— хребет
шт.— штат

Абая, л. 38, 197
Абдукагор, л. 175
Абдукагор, пер. 175
Абдукагор, р. 180
Абрамова, л. 38, 41, 102, 103, 107, 192, 197, 236, 250
Авачинская сопка, г. 141, 209, 232
Авачинский вулкан, ст. 141
Авсюка, л. (Урал) 185, 191
Аддала-Шухгель-Меэр, г. 235
Адиши, л. 38, 197
Айдахо, шт. 88
Айсмитте, ст. 30
Академии Наук, пер. 175
Академии Наук, хр. 47, 137, 138, 175, 180
Акбайтал, л. 237
Акбайтал Правый, л. 237
Аккем, р. 187
Аккол, р. 187, 188
Аксу, р. (Джунгарскнй Алатау) 223
Аксу, р. (Западный Тянь-Шань) 75
Актру, р. 187, 210, 233
Акчои, р. 171
Акшийрак, р. 168
Алайский хр. 103, 175, 178, 192, 211, 213, 236
Алаш, ст. 218
Алданское нагорье 131
Алечский, л. 27
Алибек, л. 196
Алма-Ата, ст. 47
Алтае-Саянская г. с. 144, 148, 244, 267
Алтай, г. с. 12, 37, 42, 43, 80, 99, 109, 111, 113, 115, 124, 126, 131, 132, 136, 141, 158, 174, 191, 204, 210, 218, 226, 227, 233, 234, 241, 245, 249, 251, 258
Алтын-Мазар, ст. 47
Альпы, г. с. 12, 21, 84, 92—94, 139, 164, 241, 256
Амударья, р. 150, 222, 224, 262
Анастасин, бух. 131, 180
Анзобский пер. 178, 180, 189
Антарктида, г. с. 20, 23, 27, 30, 31, 80, 157
Антарктический ледниковый покров 18, 30, 31, 79, 191, 198
Аральское море 109, 222, 247, 256, 262
Аргут, р. 111, 218, 234
Ардон, р. 171
Арктика, рег. 20, 25, 54, 80, 112, 130, 136, 138, 144, 145, 159, 160, 164, 193, 195, 204, 214, 216, 226, 231, 232, 238, 240, 241, 247, 248, 250—253, 258, 264
Арысь, р. 178, 222, 262
Асса, р. 222, 224, 262
Атлантнческий океан 167, 168, 193, 244—246
Ашиха, пер. 180
Аютор-2, л. 38

Бадомдара, р. 107
Базардаринский хр. 150
Байкал, оз. 131, 247
Байкальский хр. 131
Бакалак, л. 38, 107, 197
Баксан, р. 46, 75, 77, 81
Бакчагир, л. 107, 198, 201
Балхаш, оз. 109, 223, 224, 247
Баляндкиик, р. 180
Баргузинский хр. 131
Баркрак, л. 26
Барскаун, пер. 180
Бартанг, р. 115, 155, 175, 222, 236
Барьер Сомнения, ст. 33
Баскан, р. 178
Башкара, л. 211
Безенги, л. 37, 38, 41, 43, 102, 197, 201, 210
Безенгийская стена 235
Белуха, г. 80, 148, 171, 187, 188, 234
Белый Бом, ст. 218
Берель, р. 178, 218
Берингов пролив 168, 260
Беринrово море 124, 166, 217, 256
Бзыбь, р. 178, 219
Биен, р. 223
Бий-Хем, р. 186
Бильченок, л. 186
Биш-Ирду, г. 80
Бия, р. 218
Боковой хр. 171
Большая Лаба, р. 180
Большая Ходата, р. 99
Большая Ходата, ст. 141
Большевик, о. 230
Большой Актру, л. 27, 79, 80, 186
Бухта Тихая, ст. 35, 36
Бухтарма, р. 111, 178, 218
Бырранга, г. с. 109, 112, 128, 141, 147, 152, 184, 185, 202, 214, 230—232, 242, 244, 247, 248, 251, 258

Вавилова купол, л. 141, 196
Ванч, р. 97, 107, 135, 155, 175, 180, 213, 222, 236, 237
Ванчский хр. 189
Варзоб, р. 175, 189
Вахш, р. 111, 135, 222, 225, 262
Верхний Саукан, р. 210
Верхоянский хр. 131, 168
Ветренный купол, л. 183
Виктории, о. 112, 145, 152, 157, 161, 184, 202, 214, 215, 231, 244, 248, 251, 258
Внутренний Тянь-Шань, г. с. 111, 113, 120, 121, 126, 142—144, 150, 154, 155, 159, 161, 164, 168, 181, 189, 197, 199, 203, 204, 212, 213, 221, 227, 236—238, 241, 246, 247, 249, 252, 258
Воейкова, л. 232
Восточная Арктика, рег. 136
Восточная Сибирь, рег. 195, 267
Восточный Алтай, г. с. 111, 112, 120, 121, 126, 148, 153, 161, 164, 169, 188, 202, 218, 234, 248, 251
Восточный Кавказ, г. с. 153, 202, 235
Восточный Памир, г. с. 134, 137, 150, 151, 156, 204, 225, 236, 237, 246
Восточный Саян, г. с. 120, 121, 131, 136, 141, 153, 161, 164, 169, 178, 180, 186, 202, 227, 234, 240, 245
Восточный Тянь-Шань, г. с. 114
Врангеля, о. 112, 136, 141, 168, 170, 171, 184, 193, 231, 232, 245, 248, 251, 258

Гармо, л. 178
Генриетты, о. 145, 147
Гераснмова, л. 197
Гергети, л. 20, 27, 29, 38, 40, 41, 60, 61, 62, 64, 197, 235
Гидрографов купол, л. 183
Гиссаро-Алай, г. с. 109, 111, 113, 120, 121, 124, 126, 128, 132, 134, 135, 137, 142, 151, 155, 156, 158, 160, 161, 164, 165, 169, 175, 186, 189, 197, 199, 203, 221, 225, 228, 237, 238, 246, 249, 250, 252, 258, 263
Гиссарский хр. 134, 159, 175, 178, 180, 213, 236
Главный хр. (Кавказ) 134, 148, 171, 240
Говена, п-в 111
Гренландия, о. 20, 30—32, 216
Гренландскнй ледниковый покров 11, 20, 29, 30—32
Греэм-Белл, о. 35, 183
Григорьева, л. 236
Гукера, о. 22, 34, 35, 147, 183, 191, 215
Гунт, р. 135, 151, 175, 193, 222
Гыдан, хр. 166

Дальний Плоский, влк. 186
Дальний Восток, рег. 131, 169, 218
Дарвазский хр. 134, 189, 213
Даргавс, ст. 39
Де-Лонга, о-ва 112, 115, 121, 136, 141, 152, 157, 161, 168, 184, 198, 202, 214, 215, 231, 232, 241, 244, 248, 251, 258
Джанкуат, л. 196, 235, 247, 250
Джексона купол, л. 183, 191
Джунгария, рег. 222, 223
Джунгарский Алатау, г. с. 15, 38, 94, 109, 111, 113, 114, 120, 121, 124, 126, 132, 135, 141—143, 148, 154, 156, 159, 161, 169, 178, 179, 188, 197, 199, 203, 204, 213, 221, 227, 236—238, 246, 247, 249, 251, 253, 258, 262
Дмитриева, л. 107
Дугова, л. 38, 197
Дуомах, л. 232
Дустироз, р. 180
Душанбе, ст. 37
Дыхтау, г. 235

Елизово, ст. 141
Енисей, р. 218, 256, 260

Жаланашколь, оз. 223

Заалайский хр. 128, 134, 138, 150, 155, 156, 159, 164, 175, 178, 180, 189, 211—213, 236, 237
Забайкалье, рег. 109, 111, 131, 143, 147, 168
Заилийский Алатау, хр. 45, 75, 77, 104, 111, 143, 156, 192, 235—237, 247, 253, 263
Западная Арктика, рег. 136
Западная Тува, рег. 111
Западные Саяны, г. с. 169
Западный Алтай, г. с. 136, 158, 159
Западный Кавказ, г. с. 80, 88, 153, 169, 192, 202, 225, 235, 242
Западный Памир, г. с. 104, 134, 157
Западный Суёк, л. 39, 107
Западный Тянь-Шань, г. с. 111, 113, 120, 121, 126, 137, 142, 154, 156, 159, 161, 164, 199, 203, 213, 221, 227, 236—238, 246, 249, 251, 258
Земля Александры, о. 183, 191
Земля Вильчека, о. 183
Земля Георга, о. 183
Земля Франца-Иосифа, арх. 18, 20, 21, 23, 28, 31, 35, 36, 47, 51, 81, 104, 112, 116, 120, 121, 124—128, 130, 136, 141, 145, 152, 160, 161, 164, 168, 182—184, 198, 202, 209, 214—217, 229—231, 244, 248, 251, 258, 266
Зеравшан, р. 155, 203, 211, 213, 222, 224, 236, 262
Зеравшаиский, л. 38, 43, 156, 178, 189, 197, 237
Зеравшанский хр. 135, 178, 213
Зоннблак, л. 20
Ивановский хр. 188
ИГАН, л. 37, 39, 185, 191, 247, 250
Иглы Туюксу, л. 68, 73, 74
Или, р. 222, 262
Ильцивеем, р. 131, 180
ИМАТ, л. 26, 197, 199
Ингури, р. 178, 219, 220
Индигирка, р. 147, 166, 217, 256
Инылычек, л. 47, 69, 156, 247
Инылычек, р. 181
Иртыш, р. 218
Искандердарья, р. 189
Исландия, о. 11, 31
Иссык-Куль, оз. 136, 150, 222, 224, 262
Ичинский влк. 232
Ишкашим, ст. 150
Ишкашимский хр. 71, 134
Иштансалды, л. 107

Йедыген, л. 80

Кавказ, г. с. 9, 12, 16, 23, 25, 28, 42, 43, 46, 51, 54, 82, 84, 88, 90, 109, 111, 113—115, 120, 121, 126—128, 132, 134, 137, 139, 143, 144, 148, 158, 161, 164, 169, 171, 173, 178, 180, 189, 199, 204, 219, 220, 225, 226, 228, 235, 238, 241, 244, 246, 249, 251, 253, 256, 258, 264, 267
Каврайского, л. 38
Казбек, г. 21, 148, 161, 210, 235
Казыр, р. 131, 178, 180, 186
Каинды, л. 168, 247
Камчатка, рег. 15, 109, 112, 114, 124, 126, 128, 131, 134, 136, 137, 141, 157, 158, 161, 166, 181, 186, 191, 196, 199, 204, 209, 210, 217, 225, 232, 233, 241, 245, 248, 251, 256, 258
Камчатско-Корякская г. с. 111, 112, 126, 147, 185, 227, 233, 248, 251
Канадский Арктический арх. 92
Кара, р. 217, 256
Карабаткак, л. 38, 102, 107, 197
Карагинский залив 182, 186
Карадарья, р. 222
Каракуль, оз. 104, 137, 138, 189, 222, 224
Карасу, р. (Западный Тянь-Шань) 178
Караугом, л. 235
Караугомское фириовое плато 235
Каратал, р. 178, 188, 223
Каратау, хр. 181
Каратегинский хр. 135
Карачаул, л. 196
Карельский перешеек 157
Карла Маркса, пик 237
Кармадон, ст. 39
Карское море 145, 256
Каспийское море 115, 247, 256
Катунскнй хр. 75, 77, 101, 148, 171, 233, 234
Катунь, р. 80, 131, 187, 218
Кафирниган, р. 135, 222, 262
Кашалаяк, пер. 175, 192
Кашкадарья, р. 222. 262
Каярта, л. 247
Келасури, р. 219
Кельбашн, л. 25, 41, 197, 211, 235
Кемп Сенчури, ст. 30
Кизир, р. 178, 180, 187
Киргизская ССР 128
Киргизский Алатау, хр. 111, 156, 171, 180, 236. 237
Киша, р. 180
Кнштиджуроб, л. 198
Ключевская сопка, г. 136, 186, 232
Кодар, хр. 113, 120, 121, 124, 126, 128, 131, 136, 139, 141, 153, 161, 164, 166, 158—170, 186, 193, 202, 210, 218, 227, 233, 234, 240, 245, 249, 251, 256, 258
Кодори, р. 178, 219
Козельçкий, ст. 210
Козельский, л. 141, 191, 196, 199, 209, 210, 232
Кокджар, р. 175

Кокшаал, р. 168, 203, 223, 224, 236
Кокшаал, хр. 154
Колка, л. 15, 39, 40, 41, 43, 44, 46, 79, 80, 197, 201, 211
Колорадо, шт. 262
Колосова, л. 232
Колыма, р. 147, 166, 256, 260
Командорские о-ва 182
Коммунизма пик, г. 237
Комсомолец, о. 215
Кондратьево, ст. 218
Конституции, л. 107
Коннюмакчнрак, л. 196
Кора, р. 178
Кордильеры, г. с. 14, 88
Корженевского, л. 197
Корыто, л. 186, 191, 210
Корякское нагорье 109, 111, 112, 120, 121, 126, 127, 131, 136, 161, 164, 166, 169, 180, 181, 186, 193, 217, 233, 245, 248, 251, 256, 258
Коштантау, г. 235
Краснослободцева, л. 107, 237
Красовского, л. 197
Крестовая губа 180, 184
Кроноцкий п-в 137, 152, 158, 159, 161, 164, 186, 202, 232
Кубадру, р. 210
Кубань, р. 79, 180, 219, 220
Кудара, р. 175, 180
Кузиецкий Алатау, хр. 109, 111, 113, 121, 131, 136, 139, 143, 153, 157, 159, 164, 170, 186, 202, 218, 227, 234, 245, 247, 249, 251, 256, 258
Куйлю, р. 181
Кульджилга, л. 39
Кунгей-Алатау, хр. 111, 236, 237
Купол, л. 233
Купол Девон, л. 29
Купол Чюрлённса, ст. 13, 34—36, 209
Кура, р. 219
Кураган, р. 171
Курунды, г. 132
Кусарчай, р. 219
Кучерла, р. 171, 186
Кызкурганский хр. 134, 175
Кызыларт, пер. 180
Кызылсу, р. 111, 115, 222, 262
Кызылсу Восточная, р. 223, 224

Левый Актру, л. 37, 38, 41
Ледник Витковского, ст. 13, 23
Ледник Карабаткак, ст. 142
Ледник Седова, ст. 34—36
Ледник Федченко, ст. 47, 151
Ледораздельная, ст. 33, 196
Ледяная, г. 136
Лена, р. 144, 168, 217, 218, 256, 250
Леонна, л. 38, 41, 189
Лепса, р. 178, 223
Лиахва, р. 178, 190
Лн-Смнта, о. 183
Лунный купол, л. 183, 191
Ляхшские ворота 178

Мазарский хр. 134
Майлн, л. 38, 40, 41, 43, 44, 46, 79, 197
Майлийское фирновое плато 235
Макаревича, л. 38
Малая Алмаатинка, р. 182
Малая Берель, р. 210
Малая Лаба, р. 180
Малка, р. 77
Малый Актру, л. 27, 37, 38, 68, 79, 80, 186, 196, 233, 250
Малый Берельский, л. 38
Малый Кавказ, г. с. 46, 113, 120, 126, 127, 170, 171, 246
Малый Яломан, ст. 218
Маншук Маметовой, л. 68, 73, 74
Маркансу, р. 189, 223, 224
Марухский, л. 15, 28, 29, 37, 38, 51, 52, 54, 56, 68, 102, 196, 199, 211, 232, 235, 247, 250, 252
Маточкин Шар, пр. 180, 184
Маяковского, л. 68
МГУ, л. 185, 191
Медвежий, л. (Памир) 15, 41, 107, 156, 175, 192, 198, 237
Медвежнй, л. (Урал) 185, 191
Медвежнй Ручей, ст. 141
Медео, ст. 142
Менсу-Иеднгем, р. 187
Мерцбахер, оз. 263
Мзымта, р. 219
Минеральные Воды, ст. 46
Молды, л. 232
Молодежный, л. 68, 73, 74
Музкол, хр. 132, 181, 237
Муксу, р. 74, 75, 77, 115, 155, 175, 222, 236, 262
Мульта, р. 187, 210
Мунку-Сардык, г. 234
Мургаб, р. 75, 77, 115, 193, 222
Мургаб, ст. 148, 150
Мынжнлкн, ст. 73, 142, 148
Мыс Желания, ст. 33

Нагурская, ст. 36
Нансена, о. 183
Нарын, р. 135, 154, 203, 222, 236, 262
Непскра, р. 178, 180
Нижняя Актру, ст. 210
Нижняя База, ст. 141
Новая Земля, арх. 18, 20, 31—34, 56, 112, 113, 115, 116, 120, 121, 124, 126, 127, 130, 136, 141, 145, 152, 160, 161, 164, 168, 169, 180, 184, 196, 199, 202, 214—217, 225, 227, 229, 230, 231, 244, 248, 251, 255, 258, 266
Новоземельскнй ледниковый щит 147
Новосибирские о-ва 136
№ 31, л. (Сунтар-Хаята) 185, 196
№ 122, л. (Урал) 232
№ 244, л. (Тянь-Шань) 39
№ 904, л. (Памнр) 71
Норвегня, стр. 92—94, 199
Норденшельда, зал. 229
Норильск, ст. 141

Обикомароу, л. 237
Обижингоу, р. 135 138, 155, 175 178, 213, 222, 236, 237, 262
Обручева, л. 185, 191, 247, 250
Обь, р. 80, 217, 218, 256, 260
Оймякон, ст. 141
Октябрьской Революции, о. 215
Олений, л. 185, 191
Орджоннкидзе, ст. 39
Орегон, шт. 88
Орто-Тер, л. 15, 37, 38, 102, 107, 197
Орулган, хр. 109, 112, 113, 115, 121, 124, 126, 128, 131, 136, 147, 152, 161, 164, 166, 168, 169, 185, 193, 202, 217, 227, 232, 233, 245, 248, 251, 256, 258
Остров Рудольфа, ст. 36
Охотское море 124, 166, 217, 256

Памир, г. с. 9, 16, 25, 70, 88, 97, 109, 111, 113—115, 120, 121, 124, 126—128, 132, 134—138, 142, 150, 151, 155—161, 164, 165, 169, 175, 189, 193, 199, 203, 204, 211—213, 221, 225—227, 238, 241, 246, 249, 252, 258
Памиро-Алай, г. с. 113, 142, 178, 249, 252
Памирскнй тракт 180
Памирское фирновое плато 107, 192, 199
Парах, л. 38, 41, 197
Паткнноу, р. 107
Патриот, л. 192
Пектен, л. 232
Петра Первого, хр. 189
Печора, р. 217, 256
Пнонер, о. 215
Писода, л. 237
Плато ИГАН, ст. 141, 209
Победа, г. 136
Победы пик, г. 47, 237
Подкова, л. 39
Покровка, ст. 142
Полярный Урал, г. с. 28, 37, 99, 109, 112, 120, 121, 124, 126, 131, 139, 141, 147, 152, 161, 164, 166, 169, 185, 190, 191, 195, 196, 202, 209, 210, 227, 232, 248, 251
Правды пик, г. 192
Правый Жарсай, л. 38
Прибайкалье, рег. 245
Процеико, л. 156
Псеашхо, пер. 180
Пскем, р. 75—77, 178, 211, 222
Птыш, л. 196
Путораиа, г. с. 109, 112, 121, 141, 147, 152, 164, 166, 170, 185, 202, 217, 227, 232, 233, 245, 256, 258
Пшавская Арагва, р. 178
Пяндж, р. 135, 175, 178, 222, 225, 262

Райгородского, л. 38
Рангкуль, оз. 224
Рачинский хр. 137
РГО, л. 26, 38, 157, 175, 237
Рнони, р. 219
Родзевича, л. 38
Росса, л. 20
Рудольфа, о. 183
Русская Гавань, ст. 33
Рушан, ст. 150
Рушанский хр. 150

Сальм, о. 183
Самур, р. 219
Сангаро, пер. 180
Сарезское оз. 180
Саркан, р. 178
Сарыджазский хр. 171
Сарыджаз, р. 155, 156, 203, 224, 236, 237
Сасыкколь, оз. 223, 224
Сауксай, р. 180
Саур, хр. 109, 111, 113, 114, 120, 121, 124, 126, 142, 143, 153, 161, 188, 202, 204, 221, 223, 227, 238, 246, 249, 252, 256, 258
Саяны, г. с. 88, 109, 111, 113, 124, 126, 127, 131, 139, 143, 148, 170, 218, 249, 251, 256, 258
Сванетия, рег. 180, 210, 211
Сванетский хр. 134
Святого Ильи, хр. 88
Северная Земля, арх. 18, 20, 31, 32, 112, 115, 116, 120, 121, 126—128, 130, 136, 141, 145, 152, 161, 164, 168, 169, 183, 184, 191, 196, 198, 202, 209, 214—217, 230, 231, 244, 247, 248, 253, 258
Северный, л. 184
Северный Инылычек, л. 69
Северный Ледовитый океан 29, 109, 145, 227, 253, 255, 256, 260
Северный Тянь-Шань, г. с. 111, 113, 120, 121, 126, 137, 142—144, 154, 161, 165, 197, 199, 203, 211, 213, 221, 227, 237, 238, 246, 249, 251, 253, 258
Северо-Восток СССР, рег. 141, 143, 144, 147, 160, 166—169, 185, 204
Северо-Чуйский хр. 75, 77, 171, 181, 188, 210, 234
Северцева, л. 197
Седловина. ст. 209
Седова, л. 183, 196, 215, 216, 250
Семенова, л. 197, 247
Сетте-Дабан. хр. 166
Сибирь, рег. 139, 217, 218, 223, 234, 238, 242
Скалистый хр. 166
Скандинавия, рег. 12, 241
Скогач, л. 107
Снефельс-Йокудль, л. 11
Советское плато, л. 30
Сорбог, р. 178, 189
Софийский, л. 188
Сох, р. 213
Срединный хр. 111, 112, 120, 121, 124, 126, 137, 152, 161, 164, 165, 182, 186, 202, 232
Средняя Азия, рег. 10, 12, 18, 42, 43, 45, 47, 51, 54, 77, 81, 88, 94, 96, 98, 99, 105, 106, 109, 113—115, 127, 128, 132—134, 136, 137, 142, 144, 147, 148, 150, 151, 156—160, 168, 177, 189, 195, 199, 203, 204, 211—214, 220, 221, 223—226, 235, 238, 241, 242, 244, 249, 252, 253, 255—257, 260, 262—264, 266, 267
СССР, стр. 3, 4, 11, 12, 17, 29, 36, 77, 79, 88, 92, 111, 113—115, 118, 127, 139, 140, 160, 161, 168, 190, 195, 201, 226, 238—241, 243, 244, 246, 247, 249, 252—260, 262, 264, 266
Ставропольскнй край 128
Субарктнка, рег. 112, 136, 139, 143, 144, 147, 160, 169, 193, 204, 209, 217, 225, 226, 232, 233, 238, 241, 242, 248, 251, 258, 264, 267
Сулак, р. 219
Сунтар-Хаята, ст. 141, 161, 164, 166, 209, 256, 258
Сунтар-Хаята, хр. 13, 74, 75, 77, 112, 115, 120, 121, 124, 126, 128, 141, 147, 152, 185, 193, 196, 202, 210, 217, 227, 248, 251
Сурхаидарья, р. 222, 262
Сурхоб, р. 111, 135, 178, 189, 213, 222, 262
Сырдарья, р. 150, 222, 262

Таймыр, рег. 109, 204, 256
Талас, р. 222, 224, 262
Таласский хр. 111, 171
Талдурнинский, л. 69, 188
Тамдыкуль, р. 107
Твибери, л. 38, 197, 211
Телецкое, оз. 148
Теигри-Таг, хр. 134, 171, 181, 247
Терек, р. 219, 220
Терсагар, пер. 189
Терскей-Алатау, хр. 134, 150, 154, 156, 171, 180, 199, 203, 236, 237
Терскол, ст. 46
Тнмофеева, л. 38
Тнхий океан 131, 166—168, 181, 193, 209, 240, 245, 255, 256
Толля, л. 184
Томич, л. 43, 186, 196, 199, 233
Темь, р. 186
Туле, ст. 30
Туполанг, р. 175
Тургень-Асу, л. 38, 107, 186, 197
Туркестанский хр. 236
Туюксу-2, ст. 22, 42
Туюксу-3, ст. 22, 42
Туя-Ашу, пер. 180
Тянь-Шань, г. с. 13, 28, 37—39, 69, 75, 109, 111, 113, 114, 116, 124, 126—128, 132, 134—136, 142, 157, 160, 169, 171, 178, 181, 186, 188, 189, 204, 211—213, 221, 225, 226, 238, 241, 249, 252, 263

Уганскнй хр. 134
Уманак, ст. 30
Урал, г. с. 39, 95, 131, 185, 217, 227, 233, 247, 250, 253, 256, 258, 267
Уруштен, р. 180
Усек, р. 135, 178, 223
Ушакова, о. 18, 112, 115, 116, 121, 128, 145, 152, 161, 184, 202, 214, 215, 231, 232, 244, 248, 251, 258

Федченко, л. 13, 23, 37, 38, 41, 43, 107, 156, 175, 178, 181, 192, 195, 198, 247
Ферганская долнна 135, 222, 262
Ферганский хр. 111, 113, 134, 154, 171, 175, 203, 213, 226, 236, 249, 251, 252, 258
Фоминское, ст. 218
Фортамбек, л. 38
Фильхнера, л. 20

Хабаровск, ст. 166
Халде, л. 38, 197
Хамсара, р. 131, 178, 186
Хан-Тенгри, г. 237

Хараулах, хр. 109, 111—113, 217, 248, 251, 258
Хейса, о. 24, 35, 36, 183
Хиредара, р. 180
Хоби, р. 219
Холзун, хр. 188
Хоргос, р. 223
Хорог, ст. 37

Цейский, л. 27, 37, 43
Центральная Азия, рег. 12, 111
Центральная Арктика, рег. 263, 266, 267
Центральная Сибирь, рег. 109
Центральный Алтай, г. с. 111, 112, 120, 121, 126, 144, 148, 153, 161, 164, 169, 196, 202, 210, 218, 234, 248, 251
Центральный Кавказ, г. с. 47, 183, 199, 202, 210, 226, 235
Центральный Памир, г. с. 13, 47, 74, 137, 159, 175, 266
Центральный Туюксу, л. 23, 29, 38, 40, 41—43, 67, 68, 72, 73, 102, 107, 143, 192, 197, 250
Центральный Тянь-Шань, г. с. 47, 237, 159

Чадана, р. 218
Чаканкуль, л. 39
Чаткал, р. 75, 178, 222
Чатыркуль, оз. 222, 224
Чегем, р. 75
Черек, р. 77
Черского, хр. 80, 87, 89, 109, 112, 115, 120, 121, 124, 126, 128, 136, 137, 147, 152, 161, 164, 166, 169, 170, 185, 193, 202, 217, 227, 232, 233, 248, 251, 256, 258, 263
Чиле, р. 107
Чирчик, р. 262
Чита, ст. 166
Читрал, г. с. 150
Чу, р. 222, 224, 262
Чу-Илийские горы 181
Чукотка, рег. 109, 111, 112, 115, 121, 127, 147, 170, 171, 193, 217, 231, 232, 245, 256, 258
Чулышманский хр. 131
Чуя, р. 80, 111, 218
Чхалта, р. 178
Чюрлёниса купол, л. 22, 24—26, 124, 161, 183, 194—196

Шапшальский хр. 131
Шахдарья, р. 71
Шахдарьинский хр. 132, 134, 189
Шива, р. 150, 175
Шивелуч, г. 202
Шмидта, о. 215
Шокальского, л. 38, 196
Шпицбергеи, арх. 56, 130, 240
Шугнанский хр. 134, 135
Шумского, л. 156

Щучье, оз. 131

Эльбрус, г. 29, 38, 46, 47, 81, 134, 148, 159, 161, 191, 195, 211, 235, 236, 240
Эльбрусское фирновое плато 196

Юго-Восточная Камчатка, рег. 111, 112, 118, 120, 121, 124, 126, 152, 161, 202, 232, 233
Юго-Восточный, л. 235
Юго-Западный Памир, г. с. 156, 236
Южная Фергана, рег. 115
Южно-Алнгурский хр. 132
Южное горное обрамление 113, 139, 169, 193, 238, 249, 252, 258
Южно-Чуйский хр. 75, 77, 188
Южный, л. 184
Южный Алтай, г. с. 111, 113, 120, 121, 126, 148, 153, 161, 164, 188, 202, 218, 234, 249, 251
Южный Инылычек, л. 168
Южный Памир, г. с. 150

Ягноб, р. 178, 189
Язгулем, р. 155, 175, 213, 222, 236
Якутск, ст. 166
Яна, р. 166, 256

Оглавление

Предисловие 3

Глава 1. Гляциогидроклиматология и уровни ее объектов 6

1.1. Предмет гляциогидроклиматологии 6
1.2. Становление ледниковой гляциогидроклиматологии 11
1.3. Гляциогидроклиматология в программах МГД 14
1.4. Современное состояние гляциогидроклиматологии и изученность массообмена ледников на территории СССР 16
1.5. Выводы 18

Глава 2. Влияние ледников на климат 19

2.1. Влияние формы ледников на климат 19
2.2. Влияние альбедо ледников на радиационный баланс атмосферы 21
2.3. Влияние таяния на поверхности ледников на стратификацию воздуха и длинноволновый теплообмен 25
2.4. Трансформация воздуха над ледниками и ледниковый ветер 26
2.5. Влияние на климат Гренландского ледникового щита 29
2.6. Влияние на климат островных ледниковых покровов 32
2.7. Влияние на климат горных ледников 37
2.8. Влияние на климат горных ледниковых систем 46
2.9. Выводы 47

Глава 3. Гляциологические границы на ледниках — интегральные показатели массообмена 48

3.1. Зоны льдообразования на ледниках и климатические условия их существования (стационарные условия) 49
3.2. О зонах льдообразования в нестационарных условиях и о существовании фирново-ледяной зоны 54
3.3. Граница питания и связанные с ней уровни на ледниках 65
3.4. Временна́я изменчивость высоты границы питания на ледниках и требования к длине рядов наблюдений за ней 71
3.5. Возможность временно́го приведения рядов высоты границы питания на ледниках 73
3.6. Пространственная изменчивость высоты границы питания. Фоновая и локальная составляющие 74
3.7. Выводы 77

Глава 4. Ледниковые системы и методы их изучения. Поля характеристик ледниковых систем 78

4.1. Структура ледниковых систем 78
4.2. Методы изучения ледниковых систем 82
4.3. Поля характеристик ледниковых систем 83
4.4. Выводы 92

Глава 5. Методы построения и анализа полей аккумуляции для ледниковых систем 93

5.1. Расчет аккумуляции и построение карт полей аккумуляции по температуре воздуха на высоте границы питания 93
5.2. Использование карт полей аккумуляции на высоте границы питания. Расчет осадков и стока 101
5.3. Оценка точности расчетов поля аккумуляции в ледниковых системах 105
5.4. Выводы 108

Глава 6. Ледниковые системы на территории СССР и их зависимость от рельефа и климата 109
6.1. Размещение и размеры ледниковых систем 109
6.2. Структура ледниковых систем 117
6.3. Поля высоты границы питания 127
6.4. Соотношение орографического и климатического факторов оледенения 136
6.5. Выводы 139

Глава 7. Поле летних температур воздуха в ледниковых системах на территории СССР 140
7.1. Вертикальный градиент летней температуры воздуха 140
7.2. Поля приведенных летних температур воздуха в ледниковых районах 143
7.3. Средняя летняя температура воздуха на характерных гляциологических уровнях 151
7.4. Выводы 159

Глава 8. Поля аккумуляции и твердых осадков в ледниковых системах на территории СССР 160
8.1. Особенности построения полей аккумуляции и твердых осадков 160
8.2. Макромасштабные закономерности полей аккумуляции и твердых осадков. Направление влагопереноса и источники питания ледниковых систем 161
8.3. Мезомасштабные закономерности питания ледников и переноса влаги в условиях сложной орографии. Струи влагопереноса 171
8.4. Сопоставление полей аккумуляции и твердых осадков с данными наблюдений и прежними расчетами 182
8.5. О зависимости аккумуляции от высоты 190
8.6. Выводы 193

Глава 9. Абляция в ледниковых системах на территории СССР и ледниковый сток 194
9.1. Тепловой баланс поверхности ледников. Соотношение таяния с конденсацией и испарением 195
9.2. Таяние на характерных гляциологических уровнях в ледниковых системах 201
9.3. Облачность и осадки в период абляции. Летние снегопады 209
9.4. Расход льда в море и ледниковый сток 213
9.5. Выводы 225

Глава 10. Интегральные характеристики массообмена в ледниковых системах на территории СССР 226
10.1. Соотношение факторов аккумуляции и абляции в климатических условиях существования ледников 227
10.2. Положение зон льдообразования и внутреннее питание в ледниковых системах. Наборы зон льдообразования 229
10.3. Районирование ледниковых систем по условиям массообмена 240
10.4. Оборот массы внутри ледниковых систем 246
10.5. Роль оледенения в обороте влаги на территории СССР 253
10.6. Роль оледенения в обороте тепла на территории СССР . . . 256
10.7. Потенциальные ресурсы управления массообменом ледниковых систем 260
10.8. Выводы 263

Заключение 265

Список литературы 268
Географический указатель 282