М·В·ТРОНОВ

ЛЕДНИКИ И КЛИМАТ

М. В. ТРОНОВ

ЛЕДНИКИ И КЛИМАТ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1966

УДК 551.32+551.56/58

В книге освещен большой круг вопросов, относящихся к области соприкосновения гляциологии и климатологии, а именно: факторы оледенения и их взаимодействие, гляциоклиматические показатели, климатический режим ледников (питание, абляция, вещественный баланс), колебания ледников и их причины, закономерности развития горных ледников и ледниковых покровов в связи с изменениями климата.

Подробно излагается учение о снеговой линии и хионосфере, а также о собственных свойствах развития ледников. Учение о гляциоклиматических показателях связывается с вопросами формирования речного стока в горно-ледниковых районах.

В книге используются новейшие материалы о климатическом режиме ледников в разных странах; в частности, рассматриваются результаты экспедиционных исследований ледников Алтая. Теоретические концепции автора, относящиеся к проблеме развития ледников во взаимодействии с климатом, в предлагаемой читателю монографии систематизированы и обновлены по сравнению с прежними работами автора.

Книга предназначена для преподавателей и студентов старших курсов географических факультетов университетов, гидрометеорологических институтов и для всех специалистов, изучающих горные и полярные страны, а также области древнего оледенения.

2-9-7
70-66

ПРЕДИСЛОВИЕ

В этой книге излагается большая группа вопросов о связях оледенения с климатом, т. е. вопросов, относящихся не только к гляциологии, но и к климатологии. Отсюда и название книги — «Ледники и климат».

Самые различные стороны жизни и деятельности ледников так или иначе связаны с климатом. Однако такие сложные вопросы гляциологии, как учение о снеговой линии и хионосфере, наступаниях и отступаниях ледников, причины ледниковых периодов и ряд других, имеют особенно ярко выраженную климатологическую сторону. Они представляют собой область наиболее тесного контакта между гляциологией и климатологией. Колебания ледников, с одной стороны, всегда нуждаются в климатологическом объяснении, а с другой — сами свидетельствуют об изменениях климата. Высота снеговой границы является в равной мере и гляциологическим и климатическим показателем. Хорошее знакомство с этой областью контакта между двумя науками — гляциологией и климатологией — необходимо и гляциологу, и климатологу.

Отдельные вопросы общей темы «Ледники и климат» так или иначе затрагиваются, а иногда сравнительно подробно освещаются в учебниках и учебных пособиях по географическим дисциплинам. Результаты специальных исследований по частным темам можно найти в многочисленных монографиях и статьях. Но в настоящее время назрела настоятельная необходимость в систематизированном изложении указанного комплекса вопросов. Сейчас это особенно важно в связи с выполнением в Советском Союзе больших работ по комплексному изучению районов оледенения. Кроме того, Гидрометеорологическая служба СССР в последнее время расширила исследования климата высокогорных районов страны, так как недостаточная изученность его серьезно затрудняет народнохозяйственное освоение их богатейших природных ресурсов. С этой точки зрения необходим самый тщательный учет связи явлений оледенения с климатом.

Необходимо еще отметить следующее. Использование водных ресурсов горных стран требует изучения условий формирования речного стока. Гидролог должен, очевидно, учитывать и показатели климата по наблюдениям постоянных метеорологических станций, и сведения о ледниках в истоках рек. Очень важно, чтобы те и другие данные были согласованными, не противоречили друг другу; следовательно, между климатом и режимом ледников должны быть установлены точные связи. Так возникает область контакта между гидрологией, климатологией и гляциологией горных стран.

Сейчас мы располагаем обширным материалом метеорологических наблюдений не только в районах оледенения, но и на самих ледниках, а также данными о непосредственно связанных с климатом величинах тепло- и массообмена на ледниковых поверхностях. Теперь могут быть уточнены и детализированы выводы о благоприятных и неблагоприятных для оледенения погодно-климатических условиях. Такие новые данные широко использованы в книге, но стержнем ее все же является не совместное рассмотрение фактических данных о ледниках и о климате разных стран, а комплекс вопросов о взаимодействии между климатом и оледенением, точнее, между климатом, рельефом и оледенением. Следует подчеркнуть, что область контакта между климатологией и гляциологией в своей сущности характеризуется не просто рассмотрением смежных вопросов, а постановкой специальных научных задач.

Эта методологическая и целевая установка, которой придерживается автор, логически приводит к разработке ряда положений о собственных свойствах развития ледников. На них обращено особое внимание в этой книге, так как с ними связаны новые пути и возможности решения самых основных и в то же время самых трудных вопросов общей широкой проблемы связи между климатом и оледенением. Организация в областях современного и древнего оледенения целесообразно поставленных разносторонних научных исследований, практически важных во многих отношениях, требует не только общего понимания климатических условий оледенения, но и учета свойств «саморазвития» ледников.

Основа для написания книги двоякая. С одной стороны, за последние годы накопился исключительно большой материал, освещающий и фактическое состояние оледенения в разных странах, и особенности взаимодействия между климатом, рельефом и оледенением. С другой стороны, эта монография подготовлена уже опубликованными теоретическими работами автора: «Вопросы горной гляциологии» (1954), «Вопросы связи между климатом и оледенением» (1956), «Проблема развития ледников» (1960). К ним примыкает ряд статей автора. В этих работах изложены принципиальные стороны общего представления

о взаимодействии между климатом и оледенением. Богатые новейшие материалы, как советские, так и зарубежные, позволяют сейчас лучше обосновать разрабатываемые автором научные концепции.

В основе настоящей монографии лежит следующее общее положение, требующее разносторонней разработки: эволюция оледенения в общем случае не может считаться процессом, подчиненным климату, хотя она всегда связана с изменениями климата; подчиненность климату есть лишь частная, хотя и весьма обычная характеристика ледникового процесса. Это положение не является постулатом, но вытекает из основных физических законов, которым подчиняются процессы тепло- и массообмена и движения ледников.

В книге в ряде случаев использованы материалы исследований в горном Алтае. Это, конечно, естественно, так как автор работал на ледниках Алтая десятки лет. Но может возникнуть вопрос, не являются ли некоторые выводы слишком «алтайскими» и недостаточно обоснованными для обобщения. Такой вопрос представляется законным. Однако автор всегда стремился возможно тщательнее использовать критерий типичности при анализе различных случаев взаимодействия между климатом и оледенением.

Книга может быть широко использована не только специалистами-гляциологами, но и научными работниками и студентами-географами разных специальностей. С точки зрения познавательных задач высшего географического образования, с которыми всегда и неизбежно связано развитие науки, необходимо охарактеризовать взаимодействие между климатом и оледенением не в виде отдельных формулировок, а в систематическом изложении.

Книга представляет интерес и для специалистов Гидрометеорологической службы СССР. Ведь в ней утверждается взгляд на ледник как на важнейший гидрометеорологический объект.

Автор приносит благодарность коллективу гляциологов Томского университета. Совместная многолетняя работа в алтайских ледниковых экспедициях Томского университета не только дает все новые и новые материалы об оледенении Алтая, но и пополняет теоретические выводы и программные установки в области гляциоклиматологии. Автор выражает большую признательность члену-корреспонденту АН СССР С. В. Калеснику за ряд ценных замечаний и советов.

Глава первая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ

ЛЕДНИК КАК ПРОДУКТ КЛИМАТА

В некоторых местах земного шара, иногда на огромных территориях, существуют такие климатические условия, при которых на землю выпадает больше твердых осадков, чем может растаять или испариться. Такие климатические условия возникают, с одной стороны, в полярных странах, где господствуют постоянные морозы, и, с другой стороны, на склонах высоких гор, где климат характеризуется сочетанием пониженных температур и большого количества твердых осадков. Скопление больших масс снега и льда само способствует поддержанию низких температур. Если подобные условия возникают на море, то тогда вследствие замерзания морской воды и выпадения твердых осадков образуются скопления дрейфующих льдов, которые морскими течениями выносятся в области с более теплым климатом. Собственно ледники при этом не возникают.

Мощные скопления снега на твердой земной поверхности приводят к образованию ледника: снег перекристаллизуется в фирн, в фирновый лед и, наконец, в твердый глетчерный лед. Большие толщи льда приобретают значительную текучесть. Известно, что скорость движения отдельных ледниковых потоков в Гренландии достигает 30 м/сутки и более (ледник Упернивик на западном побережье), в Гималаях — 7 м/сутки. Обычные скорости движения горных ледников (Альпы, Кавказ и другие горные страны) гораздо меньше — несколько десятков метров в год, но и такие скорости практически весьма заметны и являются одним из самых характерных признаков ледников.

Растекание льда от места образования (в ледниковых покровах) или стекание его вниз по склону (в горах) естественным образом ограничивает увеличение толщины (мощности) ледника сверху. Горизонтальные размеры ледников ограничиваются тем, что потоки льда, выйдя из места своего зарождения, более или менее интенсивно стаивают; потоки льда превращаются в потоки воды. Берег моря может ограничить размеры ледника (ледни-

кового покрова) иным способом: в этом случае от ледника отрываются айсберги, которые уносятся морскими течениями. Если бы увеличить размеры острова Гренландия, то увеличились бы и размеры Гренландского ледникового щита, по крайней мере в тех местах, где сейчас нет свободного берега и где айсберги сбрасываются в море; в еще большей мере это относится к Антарктиде. Но, во всяком случае, суровый гренландский климат и его изменения в горизонтальном и вертикальном направлении имеют определяющее значение для размеров оледенения.

С. В. Калесник (1939, стр. 3) определяет ледник как «естественное скопление льда, возникшее в результате аккумуляции и преобразования твердых атмосферных осадков». Ледник представляет собой континентальное образование, обладающее активным движением. Более полное определение ледника также принадлежит С. В. Калеснику (1963, стр. 81): «Ледник — это естественная масса фирна и льда, обладающая постоянным собственным движением, расположенная главным образом на суше, существующая длительное время, имеющая определенную форму и значительные размеры и образованная путем накопления и преобразования различных твердых атмосферных осадков».

Новое определение термина «ледник», подкупающее своей четкостью и сжатостью, дает П. А. Шумский (1964, стр. 277): «Ледник — это поток льда атмосферного происхождения». Шумский приводит следующие краткие пояснения: 1) ледник является «потоком в силу свойственной ему непрерывности движения» (частичные ее нарушения не меняют сущности дела); он приобретает «форму и строение, обусловленные движением»; 2) лед не атмосферного происхождения таких потоков не образует.

Не вступая в дискуссию по поводу понятия «ледник», мы все же должны заметить, что в определение, данное П. А. Шумским, не укладывается очень большой и разнообразный комплекс малых форм оледенения. Те или иные элементы и признаки движения льда им свойственны обязательно, но не всегда применимо название потока.

Ледник представляет собой интересное и замечательное во многих отношениях физико-географическое явление, некоторый особый физико-географический объект, требующий разностороннего исследования. Как известно, изучение ледников вошло в план научных исследований в период Международного геофизического года (1957—1959 гг.), причем большое внимание было уделено физико-географическим свойствам льда ледников, а также температурному режиму их толщи. В последние годы расширяются и становятся более ощутимыми различные практические стороны в изучении ледников. Очень хорошо это оттенено в книге Г. К. Тушинского «Ледники, снежники, лавины» (1963).

Наука о ледниках, или гляциология, в целом представляет

собой отрасль географических знаний с весьма характерным и богатым комплексом контактов между различными науками. Мы не разделяем существующего взгляда о включении в гляциологию изучения всех форм твердой воды, какие встречаются в природе. Гляциологию мы рассматриваем как *ледниковедение*, а не ледоведение.

По своему происхождению (из атмосферных осадков) и по необходимым для него климатическим условиям ледник представляет собой прежде всего продукт климата, результат существования особых климатических условий; иначе говоря, он — функция климата. Вместе с тем известно, что очень важным фактором образования и развития ледников, равноправным с климатом, является рельеф. Но этим роль климата не ослабляется. Влияние рельефа проявляется в первую очередь в местных изменениях общих свойств климата. Формами рельефа непосредственно определяются пространственные формы (а также размеры) ледников, но сущность ледниковых процессов, обусловленных свойствами климата, от этого не меняется. Тем не менее выражение «Ледник есть продукт климата» условно по причине взаимодействия между климатом и оледенением. Ледник не пассивный продукт климата.

Ледник обладает собственными свойствами развития и не является просто «подчиненным» климату. Наоборот, только учитывая и изучая собственные свойства развития ледников, можно понять сложные взаимоотношения между климатом и его изменениями, с одной стороны, ледниками и их динамикой — с другой. Эти положения разносторонне рассматриваются в дальнейшем.

Выражение «Ледник есть продукт климата» указывает на очень важную черту горных и полярных климатов. Оно имеет климатологическое значение еще в том смысле, что относится к климату в целом, к комплексу всех его показателей. Но так как в жизни ледника основное значение имеет накопление твердых осадков (в частности, снега) и их таяние, то соответственно главное значение приобретают осадки, температура воздуха и солнечная радиация. От изменения этих элементов климата зависят в основном и колебания ледников.

Что важнее для возникновения и развития ледников — большое количество твердых осадков или достаточно низкие температуры? От чего в первую очередь зависят колебания ледников — от изменения количества осадков или от неустойчивости климата в температурном отношении? Это очень старый гляциологический (точнее, гляциоклиматологический) вопрос, вызывающий много споров. Заметим, что в такой несколько упрощенной постановке роль солнечной радиации, которая, как и положительные температуры воздуха, вызывает таяние ледников, не рассматривается отдельно.

М. В. Ломоносов (1949) образование вечных снегов и ледников связывал с «морозным слоем» атмосферы. Известный швейцарский гляциолог Ф. Форель первоначально решающее значение придавал осадкам, но затем согласился с очень большой ролью температуры. А. И. Воейков считал, что главную роль в возникновении и колебаниях ледников играют осадки. «Для ледника нужен снежник» — известное выражение А. И. Воейкова (1948, стр. 280), т. е. для образования ледника необходимо скопление твердых осадков. С. В. Калесник (1937), анализируя причины современного сокращения ледников во всех горных районах СССР, пришел к выводу, что главной причиной этого процесса является некоторое потепление климата. Надо заметить, что исследования последних лет не изменили этого общего положения.

В «Общей гляциологии» (1939, стр. 54) С. В. Калесник пишет:

«До сих пор нет еще единогласия по поводу того, какой из двух элементов — температура или осадки — имеет решающее значение для возникновения ледников. Ученые, приписывающие главную роль осадкам, ссылаются на то, что в Средней Азии или на многих островах Канадского архипелага, отличающихся холодным, но сухим климатом, ледников нет. Их противники, считающие основным фактором температуру, возражают: в полярных областях количество осадков ничтожное, но процессы оледенения достигают максимального развития. По-видимому, истина не в этих диаметрально расположенных воззрениях».

Необходимо указать на условность постановки вопроса. Если речь идет о факте существования ледников, то, очевидно, температурные условия и осадки по своему значению равноправны. Если же ставится вопрос о том, почему ледники наступают или отступают, почему оледенение в одной местности больше, чем в другой, то ответ, очевидно, может быть разным: в одних случаях главной причиной может оказаться изменение температуры, в других — количество осадков, хотя, конечно, должно учитываться влияние климата в целом.

Климатические условия, необходимые для образования и развития ледников, отнюдь не являются однотипными, более или менее одинаковыми во всех случаях. Выпадение некоторого количества осадков в твердом виде необходимо; в то же время температура воздуха в течение всего года не должна быть высокой, иначе выпавший снег непременно растает. Тем не менее соотношения между количеством твердых осадков и температурой воздуха в тех климатах, при которых возможно существование ледников, могут быть чрезвычайно разнообразными. Ледники одинаковых размеров могут иметь место при большем количестве снега и при более высокой температуре или же при меньшем количестве выпадающих твердых осадков и

соответственно при более низкой температуре; однако свойства ледников, взаимодействие с климатом и особенности эволюции в обоих случаях не будут одинаковыми.

Исследования последних лет дали много нового в этом отношении. Например, оказалось, что повышение температуры воздуха в течение длительного времени может привести к сокращению объема нетающего ледяного массива Антарктиды, несмотря на возможное увеличение количества осадков (Шумский, 1964; Холлин, 1962, 1964). Причина этого состоит в том, что даже незначительное прогревание толщи льда ускоряет его движение и увеличивает выброс айсбергов в море. В это же время языки горных ледников уменьшаются в размерах вследствие усиленного таяния. Исследователь-гляциолог в обоих случаях будет рассматривать ледник как продукт твердых атмосферных осадков и одновременно будет анализировать особенности взаимодействия между климатом и оледенением. На таких вопросах мы остановимся в дальнейшем подробнее.

Естественное представление о леднике как о продукте климата является вместе с тем предпосылкой для рассмотрения самых различных случаев взаимодействия между климатом и оледенением. В качестве первой ориентировки в этом многообразии можно подразделить климаты, при которых существуют и развиваются ледники, на две большие группы: климаты полярные и климаты горные.

ПОЛЯРНЫЕ КЛИМАТЫ

Обнаружение в глубине Антарктиды рекордно сурового климата с летними температурами ниже —30° явилось одним из замечательных географических открытий последнего времени. Вместе с тем это самый яркий пример климатических условий, обеспечивающих развитие оледенения на громадных пространствах, несмотря на малое (большей частью меньше 100 мм) годовое количество осадков.

Правда, Антарктида и Гренландия высоко подняты над уровнем моря, но здесь климат суров и на меньших абсолютных высотах. На острове Рудольфа (82° с. ш.) июльская температура воздуха лишь немного выше нуля (1,4°), а бóльшая часть осадков (около 200 мм) выпадает в виде снега и крупы. В результате этого на островах архипелага Земля Франца-Иосифа образуются плоские шапки, или купола, ледников, причем на самих ледниках климатические условия еще более благоприятны для охлаждения. Из табл. 1 (по Тушинскому, 1963, стр. 62) видно, что ледники архипелага «поддерживают сами себя».

Климатические условия Арктики и Антарктики по целому ряду причин весьма отличаются друг от друга, и на их особенностях мы остановимся в дальнейшем. Однако и там и тут круг-

лый год господствует арктический (антарктический) воздух, очень холодный в течение всего года, причем нередко он наиболее холоден в самых нижних слоях. Влагосодержание воздуха незначительно, и количество осадков в Арктике и особенно в Антарктике не превышает 300 мм в год, если только нет особых причин для увеличения их количества. Таким образом, крайняя суровость, в результате которой даже малые количества снега не тают, является общей чертой тех полярных климатов, которые способны снизить снеговую границу до уровня моря и вызвать появление оледенения на самых малых высотах.

Таблица 1

Район наблюдений	Абсолютная высота (м)	Средняя температура (град.)		Осадки (мм)	Аккумуляция (мм/год)
		июль	год		
Купол Чурляниса	353	—0,7	—14,0	500	300
Купол Джексона	445	—1,2	—12,6	520	330
Ледник Седова	61		—12,3	270	

Первопричиной формирования очень холодных климатов в полярных областях является малое количество получаемого здесь солнечного тепла. Теоретически при коэффициенте прозрачности атмосферы, равном 0,7, полюсы получают в 4,5 раза меньше прямой солнечной радиации, чем экватор (40,2 и 186,5 ккал на 1 см² горизонтальной поверхности в год). Наличие рассеянной радиации, хотя и очень значительной в высоких широтах, в конечном счете не меняет дела. В бухте Тихой (80° с. ш.) годовое количество суммарной радиации составляет 56 ккал/см², а, например, в Гонолулу (21°18′ с. ш.) 188 ккал/см² (Алисов, Дроздов, Рубинштейн, 1952). В то же время излучение земли при малом влагосодержании воздуха весьма значительно. Средняя величина радиационного баланса поверхности суши в широтном поясе 60—90° составляет только 9 ккал/см², а для системы Земля—атмосфера эта величина резко отрицательна, а именно —68 ккал/см² (там же). Атмосферная циркуляция около полюсов, особенно над внутренними районами Антарктиды, носит преимущественно антициклонический характер, поэтому потоки воздуха расходятся от полюсов в направлении более низких широт. Это обстоятельство также способствует установлению холодных климатов в околополярных областях.

Указанные общие условия формирования полярных климатов все же сами по себе кажутся недостаточными, чтобы объяснить возможность образования ледников на низких уровнях. Как известно, холодные (полярные) климаты по температурному признаку могут быть подразделены на два основных типа: климат тундры и климат вечного мороза. В область климата тундры

ледники могут сползать, но, как правило, там они не образуются: при обычном небольшом (кроме горных склонов) количестве осадков в виде снега климаты тундр недостаточно суровы для накопления снега. В Малых Кармакулах, расположенных на западном берегу южного острова Новой Земли (72° с. ш.), средняя июльская температура воздуха 4°, а за три летних месяца —3°. Средняя годовая температура равна —7°; количество осадков 250 мм. Но за год отмечается лишь 250 дней со снежным покровом. Таким образом, в подобном климате остается еще значительный запас летнего тепла, которое могло бы растопить гораздо большее количество снега, чем то, которое фактически выпадает. Теоретические суммы солнечной радиации, как известно, в летнее время значительны вплоть до самого полюса. Теперь известно также, что на снежно-ледяном плато Антарктиды они оказались очень большими. Только вследствие отражения солнечных лучей от снега эта радиация не вызывает возможного интенсивного таяния снегов. На крайнем севере Гренландии (Земля Пири), где ледникового покрова нет, летние температуры положительные.

Фактически климатические условия, способные вызвать снижение снеговой границы до уровня (или почти по уровня) моря, возникают на общем фоне суровых полярных климатов при обязательном дополнительном влиянии холодных подстилающих поверхностей ледниковых покровов. Кроме того, эти поверхности подняты очень высоко, что увеличивает излучение в мировое пространство. Зарождению же ледниковых покровов могут (или могли) способствовать следующие обстоятельства: 1) наличие более суровых или более снежных, чем в настоящее время, полярных климатов и 2) наличие горных высоких поднятий, которые могут быть центрами накопления снегов и дальнейшего распространения ледников. Имеются достаточные основания полагать, что ледниковый покров Гренландии, если бы его сейчас уничтожили, при современных климатических условиях не мог бы возродиться вновь. Выше было показано, что на Земле Франца-Иосифа, т. е. в условиях более мягкого полярного климата, ледниковые купола также в большой мере поддерживают сами себя: в этом смысле они неполностью подчинены климату.

Климат ледниковых покровов Л. С. Берг (1938) выделяет в особый тип климата «полярных ледяных плато». Насколько отличается этот климат от климата тоже высокоширотного, но не ледникового, видно из того, что на Земле Пири летние температуры на 15—18° выше, чем в центре Гренландии. Еще показательнее температурные контрасты в Антарктиде: в январе на станции Оазис средняя месячная температура воздуха 1,8°, на станции Восток —33,6° (Русин, 1961).

Таким образом, к предложенному Л. С. Бергом, а также В. Кеппеном (1938) и другими авторами делению полярных

климатов на климат тундры и климат вечного мороза надо добавить подразделение на два типа по отношению к оледенению, по взаимодействию между климатом и оледенением. Это, во-первых, «нормальные полярные климаты», для характеристики и формирования которых ледники имеют лишь некоторое дополнительное значение; во-вторых, это климаты собственно ледниковые, или же климаты вечного мороза. Они возникают *только на ледниках*, в широком масштабе — на ледниковых покровах. К замечанию Л. С. Берга (1938, стр. 344, 345) о том, что климат вечного мороза встречается (кроме очень высоких хребтов) лишь на ледяных плато, можно добавить, что он образуется лишь при *взаимодействии* между климатом и оледенением.

Формирование собственно ледниковых климатов полярных стран надо представить следующим образом.

Первичными факторами охлаждения полярных областей вместе с уменьшением влагооборота являются: недостаточное количество получаемой солнечной радиации, отрицательный радиационный баланс, а также неблагоприятный общий характер атмосферной циркуляции.

Вторичным фактором является охлаждающее влияние самих ледниковых покровов, их высоко поднятых и всегда холодных поверхностей.

Охлаждающее влияние полярных льдов на климат высоких широт и всей Земли сейчас хорошо известно. М. И. Будыко (1961) указывает, что при отсутствии льдов температура воздуха в центральных районах Арктики была бы летом 10—20°, а зимой 5—10°. Г. А. Авсюк и В. М. Котляков (1964) подчеркивают, что резко выраженная широтная зональность климатов южного полушария связана именно с вечным холодом Антарктиды. Такие выводы подтверждаются сейчас не только сопоставлениями с воспроизведенными картинами климатов прошлого Земли, но и обоснованными расчетами баланса. Для характеристики условий существования самих ледников (ледниковых покровов) важны, очевидно, не только низкие температуры в Арктике и Антарктике, но и особо сильные холода ледяных плато в сочетании с небольшим количеством осадков.

Все эти обстоятельства необходимо иметь в виду при сопоставлении климатических условий оледенения в горах и в полярных странах. Горные ледники по своему охлаждающему влиянию ни в коей мере не могут сравниться с огромными покровами полярных стран. Ведь площадь оледенения, например, Большого Кавказа составляет 1780 кв. км, что почти в 800 раз меньше площади ледникового щита Антарктиды. Оценка комплекса факторов оледенения и взаимодействия между климатом, рельефом и оледенением в горных странах оказывается существенно иной.

ОСОБЕННОСТИ ГОРНЫХ КЛИМАТОВ

Известно, что горные климаты отличаются большой пестротой, множеством местных различий, характерными, но далеко не всегда одинаковыми изменениями климата по высоте. Конечно, это свидетельствует о большой сложности горных климатов. Мы остановимся на тех их особенностях, с которыми связаны явления оледенения, важные при комплексном гляциогидроклиматическом изучении горных стран.

Ярким примером влияния горного рельефа на климат, оледенение и формирование речного стока, являются реки Средней Азии, прежде всего самая крупная из них — Аму-Дарья. На протяжении 1200 км Аму-Дарья протекает по пустынной и полупустынной равнине, причем здесь река только теряет воду: по выходе из гор средний годовой расход Аму-Дарьи составляет около 2000 м³/сек., а в устье реки он снижается до 1300 м³/сек. Это и понятно: ничтожное (около 100 мм в год) количество осадков, попадая на горячую почву пустыни, очень быстро испаряется и не дает никакого стока. Сток Аму-Дарьи формируется в горной части бассейна, которая имеет площадь 227 000 кв. км и дает годовой слой стока около 300 мм, что соответствует слою осадков более 400 мм. Отдельные речки бассейна Аму-Дарьи имеют модули стока до 50 л/сек. км², что соответствует годовому слою стока более 1500 мм.

Можно взять другой пример, на первый взгляд менее яркий, не связанный с соседством пустыни и высокогорной ледниковой области. Река Обь принимает многочисленные притоки на Западно-Сибирской низменности, где осадков выпадает несравненно больше, чем в среднеазиатской пустыне. Однако основным истоком Оби является река Катунь, берущая начало из многочисленных ледников Алтая. Модуль стока достигает здесь в отдельных случаях 70—100 л/сек. км², что свидетельствует о шестикратном увеличении количества осадков по сравнению с равниной. Речь идет, следовательно, и о коренном изменении степени увлажненности.

Такая гидроклиматическая характеристика горных районов имеет прямое отношение к оледенению, тем более что с высотой возрастает доля снега в общем увлажнении местности. По В. Л. Шульцу (1963, стр. 61), «основным фактором, определяющим водоносность рек Средней Азии, является не суммарное количество осадков, а количество твердых осадков, аккумулированных за холодный период года».

С высотой, как правило, возрастают до некоторого предела нормы стока, причем особенно большой сток могут давать ледники. В. Л. Шульц (1963, стр. 75) приводит интересную таблицу, показывающую увеличение средних модулей стока в зависимости от высоты водосбора для ряда речных бассейнов Средней

Азии. В высотной зоне 1000—1500 м встречаются модули стока от 0,7 до 11,8 л/сек. км², а в зоне 3000—3500 м — от 5,6 до 41,0 л/сек. км². Ледники Актру на Алтае, сравнительно низко спускающиеся (конец Малого Актру располагается на высоте 2240 м), имеют средний модуль стока около 28 л/сек. км². Ледники некоторых других горных стран, как, например, Скандинавии, Аляски, южной части Анд, могут давать сток, в 3—4 раза больший.

Укажем еще, что мутность воды Аму-Дарьи составляет 4000 г/м³ (Соколов, 1952, стр. 347). Эта чрезвычайно высокая мутность (примерно в 100 раз больше, чем у Волги) характерна для рек, вытекающих из ледников, и определяется их интенсивной эрозионной деятельностью. При выходе из гор Аму-Дарья выносит в среднем за год 217 млн. т взвешенных наносов; к устью реки бóльшая их часть успевает осесть и эта величина уменьшается до 100 млн. т.

Здесь уместно вспомнить о гидрологической классификации климатов, предложенной А. И. Воейковым. Среди гидрологических режимов, характеризующих общие свойства климата, Воейков выделяет два следующих режима, непосредственно связанных с оледенением:

1) реки получают питание от таяния снегов и ледников в высоких горах;

2) сток в жидком виде отсутствует и заменяется движением потоков льда.

В этой классификации и климатов и рек по А. И. Воейкову подчеркнуто, во-первых, большое значение тех типов климата, с которыми связано формирование ледников, и, во-вторых, принципиальное различие между климатами вечного мороза, «продуктом» которых является покровное оледенение, и климатами высокогорными, с которыми связывается оледенение, исключительно активное в гидрологическом и геоморфологическом отношении.

Горные климаты, возникая на фоне того или иного климатического пояса, приобретают вместе с тем чрезвычайно много специфических особенностей в каждой горной стране. Эти особенности сравнительно хорошо изучены по наблюдениям в некоторых странах (например, в Альпах); для многих других стран они известны гораздо хуже и совсем недостаточно изучены в смысле взаимодействия в тройном комплексе: климат, рельеф, оледенение. Так или иначе, они влияют и на ледниковые процессы, но не в одинаковой степени; влияние некоторых особенностей горных климатов на оледенение проявляется особенно ярко и отчетливо.

Ниже мы рассмотрим те свойства горных климатов, которые являются наиболее общими для разных горных стран, оказы-

вают существенное влияние на ледниковые процессы и играют важную роль во взаимодействии с ледниками.

Солнечная радиация и земное излучение в горах

Известно, что в горах с высотой усиливается и солнечная радиация, и эффективное излучение, причем последнее — в большей степени. Это способствует общему понижению температуры в горных местностях. В последние годы (в период Международного геофизического года) очень большие величины потока солнечной радиации измерены непосредственно на ряде горных ледников, в частности (и в особенности) на леднике Федченко (Колесникова, 1962). Максимальная интенсивность прямой солнечной радиации на верхней станции (ледник Витковского, 4900 м) достигает 1,80—1,82 кал/см² мин., а суммарный поток радиации на горизонтальную поверхность может составлять 2,08 кал/см² мин.; это даже больше солнечной постоянной. Средняя годовая сумма суммарной радиации здесь равна 192 ккал/см², что на 42 кал/см² больше, чем в Ташкенте (Колесникова, 1962, стр. 37). Однако фактический приход солнечного тепла на леднике на высоких уровнях резко уменьшен вследствие отражения 65—85% солнечной радиации. Годовой радиационный баланс в фирновой зоне ледника Федченко только нулевой, а в Ташкенте он положителен (52 ккал/см²). Приведенные данные для ледника Федченко в известной мере похожи на данные по Антарктиде, где таяния практически нет.

Однако на более низких уровнях, на языках ледников Памира и Кавказа, в Альпах и на Алтае, при положительных летних температурах солнечная радиация становится сильнейшим фактором абляции. Этот фактор сложно зависит от состояния ледниковой поверхности; сохранение же отрицательных температур в толще льда уменьшает абляцию ненамного. Эти важные вопросы будут рассмотрены в главе о режиме ледников. Здесь заметим, что зависимость инсоляции от экспозиции склонов накладывает очень яркий отпечаток на общую сложную картину климатов любой горной страны вообще, а в связи с оледенением особенно. Общих характеристик солнечной радиации в горной местности и изменений радиационного баланса с высотой в целях гляциологии оказывается недостаточно. Солнечная радиация — это такой фактор, который может создавать большие различия в режиме ледников в одной и той же местности. Необходимы поэтому специальные наблюдения на многих ледниках. В средних широтах в дневные часы южные склоны получают намного больше солнечной энергии, чем северные. В результате кругового движения солнца по небесному своду различия в нагревании склонов сглаживаются, но далеко не полностью. Солнечная радиация становится фактором, вызывающим пестроту горных

климатов. Эта пестрота, помимо чисто метеорологических элементов, очень резко проявляется в ландшафте склонов. Так, в долинах Алтая, как правило, затененные склоны лесисты, а склоны, обращенные к солнцу, имеют степную растительность. Даже незначительные повороты склона обычно приводят к отчетливому изменению характера растительности. Любой исследователь природы, в том числе и гляциолог, не должен обходить вниманием эту ландшафтную пестроту, помня о многообразных связующих нитях между природными ландшафтами. Имеются прямые связи между высотой снеговой границы и состоянием ниже расположенных склонов.

Особенности растительного покрова склонов, зависящие от экспозиции, в зоне ледников и вечных снегов могут приводить к пестроте склонов в буквальном смысле. Если оледенение значительно, то на Алтае (да и в других горных странах) белые заснеженные склоны северной экспозиции резко контрастируют с южными склонами, пестрыми из-за чередования снежно-фирновых полей и обнаженных скал и осыпей. Если хребет ниже, то пестрыми становятся северные склоны, а на южных склонах белые пятна снега и льда исчезают вовсе. Южная экспозиция оказывается особо неблагоприятной для сохранения малых форм оледенения. Это один из существенных выводов теории развития ледников; он будет в дальнейшем обоснован. В то же время с оледенением более крупного масштаба вполне совместимо наличие в фирновой зоне скал и осыпей, освобождающихся от снега под лучами солнца.

Вторая важная сторона влияния экспозиции склонов заключается в том, что одни склоны являются наветренными, другие — подветренными. Вообще осадков больше выпадает на наветренных склонах, но зато во время метелей на противоположную сторону горных гребней могут переноситься большие массы снега. Этот важный в гляциологии вопрос будет рассматриваться особо.

Понижение температуры воздуха с высотой

Это общее свойство горных климатов является необходимой предпосылкой для образования горного оледенения. Совершенно ясно, что если бы в горах Тянь-Шаня были такие же температуры воздуха, как в Ташкенте, то ледников не было бы и в помине. Поэтому случаи расположения ледниковых образований на малых (как бы слишком малых) абсолютных высотах всегда вызывают особый интерес, требуют особого объяснения. К этой категории относятся малые ледники Урала. Средний вертикальный градиент температуры воздуха в горных местностях близок к 0,5° на 100 м поднятия. На Кавказе он составляет 0,57° (Занина, 1961), в Альпах на северном склоне 0,51°, на Яве 0,56°, в тропических Андах 0,51—0,52° (Берг, 1938, стр. 262, 263).

Однако эти средние величины градиента еще недостаточны для характеристики горных климатов как базы возникновения оледенения. Весьма важно для оледенения, что летние градиенты температуры, как правило, бывают значительно больше, чем зимние. Ниже приведены величины вертикального градиента температуры в Восточных Альпах (в 0,01° на 100 м):

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
33	40	54	62	64	65	62	59	54	47	40	32	51

Для ледников нужен (в первую очередь!) холод не в зимнее, а в летнее время. Если бы летний градиент температуры в Альпах был равен среднему годовому, т. е. был бы на 0,11° меньше, чем сейчас, то на современном уровне накопления снегов в Альпах (на уровне снеговой линии), т. е. на 2700—3000 м, температура воздуха оказалась бы выше, чем сейчас, примерно на 3°. Снеговая линия отодвинулась бы вверх примерно на 500 м, что привело бы к резкому сокращению оледенения.

Необходимо далее заметить, что, хотя горные ледники не оказывают такого большого влияния на климат, как ледниковые покровы, все же температура на ледниках днем бывает на 2—3° ниже, чем на соседних бесснежных склонах, даже не нагреваемых солнцем. На солнце скалы и камни могут нагреваться очень сильно, создавая резкий температурный контраст с ледниковой поверхностью. Еще Д. Тиндаль в 1858 г. в районе Монте-Розы наблюдал нагревание скалы над ледником до 42°, в то время как на поверхности ледника температура, очевидно, была равна 0°. Д. Тиндаль же (1868) отмечал быстрое таяние выпадающего снега на скалах, предварительно нагретых солнцем.

По причине понижения температуры воздуха над ледниками величины градиентов температуры, полученные по данным не ледниковых станций, следовательно, приуменьшены по сравнению со склонами, на которых расположены ледники.

При наблюдениях в ледниковом бассейне Актру на Центральном Алтае были обнаружены следующие очень большие вертикальные градиенты температуры летом в дневное время (что особенно важно для оледенения) между ледником и «не ледником» (станция Нижняя Актру расположена в горной долине с галечником и лесом на высоте 2150 м, а станция Верхняя Актру — в середине ледника на высоте 2850 м):

	Температура воздуха в 13 часов (град.)		Вертикальный градиент температуры (град/100 м)
	2150 м	2850 м	
Июль 1959 г.	14,2	4,8	9,4
Август 1959 г.	12,4	4,7	7,7

На рис. 1 представлен весьма типичный суточный ход температуры воздуха над каменной поверхностью морены и над открытым льдом на леднике Алибек на Кавказе (по Дубинскому, 1960). Пункты наблюдения расположены очень близко друг к другу, тем не менее разность температур, зависящая от прямого влияния подстилающей поверхности, достигает 4°.

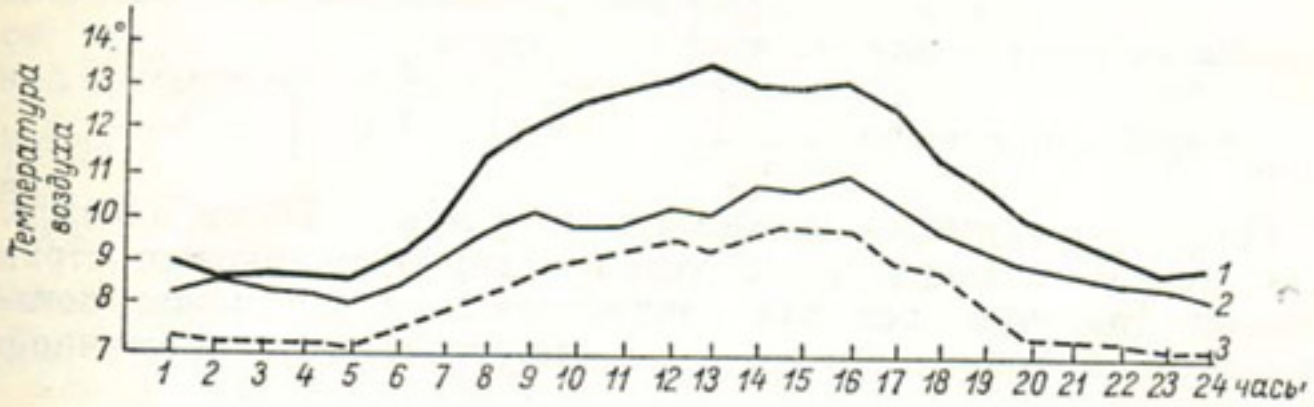


Рис. 1. Суточный ход температуры воздуха над ледником и над камнями (по Г. П. Дубинскому).

1 — над камнями, *2, 3* — над ледником.

Оба приведенных примера относятся к ледникам не очень больших размеров. Ледник Федченко оказывает, очевидно, более сильное охлаждающее влияние, что и следует из табл. 2 (Джорджио, Колесникова, Петросянц, 1962).

Таблица 2

Название станции	Местоположение	Высота (м)	Средняя температура воздуха (град.)	
			январь 1958 г.	июль 1958 г.
Ледник Витковского	Фирновая область ледника Федченко	4900	—18,9	—2,4
Ледник Федченко	Скальный ригель в средней части ледника	4160	—14,1	3,5
Сары-Таш	Горная котловина	3207	—14,0	10,2

О. А. Дроздов (1965) указывает, что ледник Федченко летом, понижая температуру воздуха на 5—8°, формирует нисходящие ледниковые ветры большой вертикальной мощности (около 900 м).

Из табл. 2 нетрудно видеть, что летом на всех трех станциях огромный ледник оказывает существенное охлаждающее влияние. Еще яснее оно становится, если привести для сравнения температуру в свободной атмосфере: на высоте 4900 м в этом районе она в июле составляет около 1,5°.

С. Орвиг (1951) приводит по наблюдениям в 1950 г. следующие данные о температуре воздуха на крупном ледяном куполе Барнес (на острове Баффинова Земля) и в свободной атмосфере

над береговой станцией в 165 км к северо-востоку от нее (абсолютная высота в обоих случаях одна и та же — около 865 м):

	Средняя температура воздуха (град.)		
	VI	VII	VIII
На куполе, 1 м над его поверхностью	—3,2	0,8	—1,7
В свободной атмосфере . . .	—1,5	3,4	—0,1

Подобных примеров можно привести много. Таким образом, фактические температурные условия горно-ледниковых стран гораздо благоприятнее для оледенения, чем это может показаться по наблюдениям обычных метеорологических станций.

Увеличение количества осадков на склонах гор

Это типичная особенность горных климатов. Классический пример в этом отношении дает разрез Кавказского хребта по линии Военно-Грузинской дороги (по Бергу, 1938):

Станция	Высота (м)	Сумма осадков (мм)
Орджоникидзе	691	867
Коби	1989	1191
Крестовая (перевал)	2388	1706
Гудаури	2207	1515
Тбилиси	401	525

По многолетним данным, на леднике Федченко (4169 м) годовая сумма осадков составляет 798 мм (Челпанова, 1963), но в фирновых областях, по-видимому, выпадает до 1500 мм осадков. На ледниках хребта Сунтар-Хаята (на северо-востоке Сибири) выпадает 500—700 мм осадков в год (Тушинский, 1963). Эти годовые суммы осадков значительны сами по себе, а применительно к своим районам они представляются резко увеличенными благодаря влиянию горных условий.

На Кавказе и в Альпах годовые суммы осадков могут достигать 3000—4000 мм. Но они могут быть еще больше, если общая циркуляция атмосферы обеспечивает постоянное поступление влаги к склонам гор. Известно, что на западных склонах Скандинавских гор, Аляскинского хребта и Южно-Чилийских Анд слой стока достигает громадной величины — 6000 мм (Зайков, 1938; Львович, 1945). Это свидетельствует о таком количестве осадков, выпадающих в данных случаях в средних и высоких

широтах, которое скорее можно ожидать в тропиках, так как при высоких температурах возможно очень большое влагосодержание воздуха. Вполне вероятно, что максимальные суммы осадков намного превышают указанные здесь величины.

По мере увеличения высоты местности жидкие осадки все в большей и большей мере заменяются твердыми осадками. Ниже показано, какую часть от общей годовой суммы осадков составляют твердые осадки в Альпах в зависимости от высоты над уровнем моря (по Конраду, 1936).

Высота (м)	200	400	600	800	1000	1200	1400	1600
Доля твердых осадков (%)	5	10	14	20	25	32	39	45

Высота (м)	1800	2000	2200	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600
Доля твердых осадков (%)	52	60	67	75	80	86	90	95	99	100

На Зоннблике (3106 м) даже в июле бóльшая часть осадков (68%) выпадает в твердом виде.

На леднике Федченко на верхней станции (4900 м) все осадки выпадают только в твердом виде; на средней станции (4169 м) преимущественно выпадает снег, но бывают и дожди (Джорджио, Колесникова, Петросянц, 1962). Это очень важное обстоятельство: стало быть, накопление снежно-фирновых масс и питание ледников в горных странах возможны и в теплое время года.

Большое количество осадков, которые на достаточно высоких уровнях выпадают преимущественно в виде снега, представляет важнейшую сторону климатической базы оледенения в горных местностях. Эта база, следовательно, существенно отличается от тех условий климата, благодаря которым возникает оледенение в полярных странах. Впрочем, при большом разнообразии условий климата и рельефа в горных странах вполне возможны и такие случаи, когда ледники располагаются на очень высоких уровнях и питаются малым количеством осадков, но при наличии очень низких температур. Таковы, например, так называемые ледники плоских вершин на плоских водоразделах хребта Терскей-Алатау, подробно описанные Г. А. Авсюком (1950). «Находясь в самых невыгодных условиях в отношении источников питания и располагаясь на больших высотах во внутреннем Тянь-Шане, ледники плоских вершин получают питание, по-видимому более чем в два раза меньшее, чем большинство долинных ледников Тянь-Шаня» (Авсюк, 1950, стр. 28). «Невыгодность» условий питания фирновых полей, слишком открытых ветрам, показана измерениями на плоскокруглой вершине Купол (3600 м) в горном узле Биш-Иирду на Алтае (Ревякин, 1964). Твердых осадков здесь фактически оседает 520 мм, что в два раза меньше, чем в соседних «нормальных» ледниковых бассейнах. Г. Манли

(1955) также указывает, что накопление снега на открытых вершинах по сравнению с ледниками меньше примерно в два раза.

Важное значение для развития горных оледенений имеет территориальная протяженность области повышенного количества осадков. Так, на юго-восточном Алтае только на склонах Чуйского хребта выпадает много осадков — 1000 мм в год, а обширная Чуйская степь крайне суха (120 мм осадков). Это обстоятельство весьма ограничивало развитие здесь древнего оледенения, которое было связано с понижением температуры воздуха. Чуйская степь, несмотря на то что она располагается на высоте более 1750 м, в вюрмскую эпоху не была закрыта ледником. Более мощным и широким было развитие оледенения в бассейне Верхней Катуни, где на большом пространстве сосредоточено очень много хорошо увлажненных склонов, да и в широкой долине выпадает 400—500 мм осадков. Возникает характерное соотношение, уже отмеченное в литературе (Тронов, 1949) и важное для понимания «большой истории» оледенения: общая хорошая увлажненность значительной территории сопровождается относительно меньшим увеличением количества осадков на высоких склонах; оно, наоборот, становится очень резким, даже многократным, если к подножию хребтов примыкают сухие степи.

Для развития оледенения необходимо, чтобы верхние участки склонов, где располагаются области питания ледников, получали много осадков. При этом бóльшая часть осадков даже в теплое время года выпадает в твердом виде. В Альпах вплоть до высоты 4000 м не обнаружено уменьшение количества осадков (Махачек, 1942). Очень интересны новые данные наблюдений на леднике Федченко, показавшие увеличение количества осадков на уровнях выше обсерватории, расположенной на высоте 4169 м. В Средней Азии благодаря общей сухости района уровень конденсации лежит высоко, поэтому высоко расположена и зона максимальных осадков в горах — не ниже 3000 м. Надо заметить, что высота максимума осадков определяется не только уровнем конденсации в восходящих токах воздуха в данной местности, но и наличием устойчивых влажных потоков воздуха в средней тропосфере. Фактически эти условия в той или иной степени выполняются во всех основных горно-ледниковых странах, в том числе и в Средней Азии.

Так как питание ледников определяется количеством твердых осадков (а не всей их суммой), то, очевидно, имеет значение высота, где выпадает максимум именно твердых осадков. Годовой ход осадков важен в том отношении, что при преобладании зимних осадков бóльшая часть их годовой суммы выпадает в твердом виде. Эту зависимость для Средней Азии, где есть районы с преобладанием зимних и преобладанием летних

осадков, характеризуют данные табл. 3 (Шульц, 1949, стр. 31; 1963, стр. 39), а также график на рис. 2.

Таблица 3

Средняя взвешенная высота водосбора (м)	Количество твердых осадков (%)	
	при преобладании летних осадков	при преобладании зимних осадков
1500	17	46
2000	28	56
2500	40	66
3000	51	76
3500	63	86
4000	74	96

С другой стороны, с летними осадками и с летней облачностью связано уменьшение таяния ледников. Эти вопросы климатического режима ледников будут рассмотрены в дальнейшем.

Очень важное значение в гляциологической характеристике горных климатов имеют показатели снежного покрова — его высота, запасы воды, длительность залегания. Снежный покров в горах наиболее наглядно показывает благоприятные для оледенения свойства горных климатов, хотя надо заметить, что численная оценка этих свойств часто бывает затруднительна.

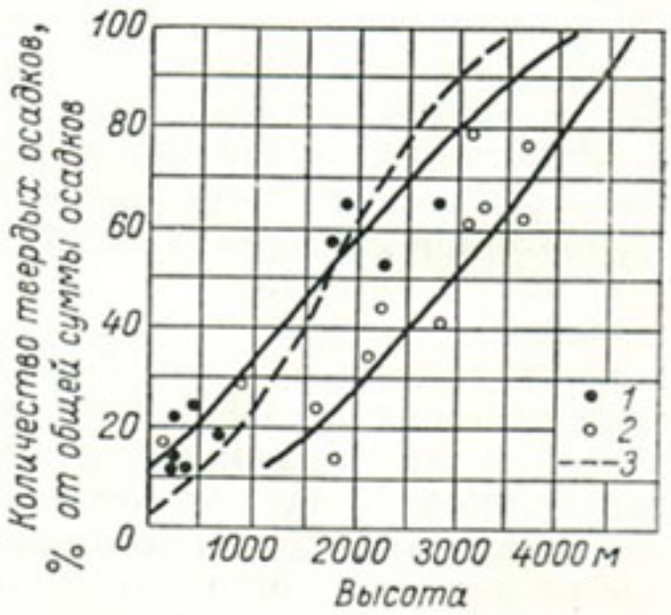


Рис. 2. Схема зависимости относительного количества твердых осадков от высоты местности.

Пункты с преобладанием (более 30%) зимних (*1*) и летних (*2*) осадков; *3* — зависимость для Швейцарии (по Маурери).

На леднике Федченко средняя высота снежного покрова составляет около 140 см, в то время как на восточных нагорьях Памира—только 4—7 см (Челпанова, 1963). Еще больше выпадает снега на ледниках в Альпах. На леднике Клариденфирн в Альпах (близ Сэнтиса) в области питания (2650—3200 м) мощность снежного покрова, уже уплотненного, достигает в середине мая 5 м, а запас воды в нем составляет 3100 мм (Штрейф-Беккер, 1938). Около двух пятых этой толщи снега (фирна) не успевает растаять к концу лета. Суммарная толщина свежевыпавшего снега в течение года составляет около 31 м.

По данным метеорологических станций, длительность залегания снежного покрова возрастает в средних широтах вместе с поднятием местности примерно на 3—4 дня на каждые 100 м

высоты. На хорошо заснеженных склонах этот градиент возрастает до 10 дней на каждые 100 м поднятия и более. В Восточных Альпах, по данным В. Конрада (1936) и Е. Коссина (1937), снежный покров на высоте 200 м лежит в среднем 37 дней в году, а на 2000 м — 216 дней.

Интересно подчеркнуть здесь сближение климатического и гляциологического показателей. Чем больше в году дней со снежным покровом, тем больше приближение к климату вечных снегов и ледников (но не вечного мороза). На тех высотах, где средняя длительность залегания снежного покрова превышает 250—280 дней в году, в углублениях склонов появляются более или менее устойчивые снежники. Там, где число дней со снежным покровом приближается к 365, намечается уровень снеговой границы. Эти вопросы рассматриваются подробно в следующей главе.

Очень большая мощность снежного покрова вообще характерна для фирновых бассейнов ледников. С другой стороны, открытые места, в частности плоские водоразделы, нередко освобождаются от снега. Так, в юго-восточном Алтае бесснежные водоразделы встречаются до высоты 3500—3600 м, т. е. много выше снеговой границы.

Неравномерность распределения выпадающих (точнее, фактически оседающих) осадков на склонах гор имеет очень большое значение для оледенения. Концентрация снежных масс на малых участках склонов, вообще говоря, есть фактор, увеличивающий возможность возникновения или сохранения ледников в горных странах. Так, на Алтае на большом протяжении некоторых хребтов (не самых высоких), например в западной части Катунского хребта, мы встречаем ряд ледников, отделенных друг от друга бесснежными участками склонов. Если бы снег лег на такие склоны равномерно, то летом он растаял бы полностью и ледников не оказалось бы вовсе. Можно сказать, что малые ледники горных стран образуются, как правило, за счет неравномерного оседания снега на склонах и его преимущественного накопления в отдельных местах, в частности в карах. Именно таким способом происходит формирование довольно многочисленных, но небольших ледников Северного Урала. Здесь нет склонов, сплошь покрытых снегом, фирном и льдом, а имеются лишь ледники, друг от друга изолированные. Г. К. Тушинский (1963, стр. 85—86) сообщает о возможной 15-кратной концентрации снега в карах Полярного Урала по сравнению с нормальным залеганием снежного покрова.

Горизонтальные осадки

Эти осадки (жидкий налет, изморозь, гололед, твердый налет и различные их смеси) в горных местностях могут выпадать (осаждаться) в значительных количествах; они играют сущест-

венную роль в формировании особенностей горных климатов. В книге Б. П. Алисова, О. А. Дроздова и Е. С. Рубинштейн (1952) указывается, что наблюдаемые большие невязки между измеренными количествами осадков и величинами речного стока отчасти объясняются отсутствием измерения осадков в труднодоступных районах, а отчасти связываются с наличием горизонтальных осадков, не учитываемых дождемером.

Надо полагать, что осадки такого типа играют весьма значительную роль в жизни горных ледников, и только отсутствие точных наблюдений и измерений не позволяет сейчас оценить эту роль достаточно хорошо.

* * *

Температура воздуха, солнечная радиация и осадки являются теми элементами климата, которые решающим образом определяют его отношение к оледенению. От того или иного сочетания этих показателей зависит в первую очередь высота снеговой линии, а следовательно, как возможность появления ледников в условиях данного рельефа, так и их размеры. Другие элементы горного климата, на которых здесь мы специально не останавливались, в той или иной мере также влияют на оледенение. В сочетаниях противоречивых влияний заложены причины неодинакового «поведения» ледников. Исследователь-гляциолог должен учитывать полный комплекс признаков и показателей климата.

НЕКОТОРЫЕ РАЗЛИЧИЯ ГОРНЫХ И ПОЛЯРНЫХ КЛИМАТОВ В ИХ ОТНОШЕНИИ К ОЛЕДЕНЕНИЮ

Кроме указания на многообразие горных климатов, связанное со сложностью рельефа, полезно подчеркнуть еще некоторые общие различия горных и полярных климатов в их отношении к оледенению.

Комбинации особенностей климата и ледников на земном шаре многообразны. Главнейшие различия в общем характере взаимодействия между климатом и оледенением выявляются особенно ярко и определенно при сравнении двух сочетаний: 1) полярные климаты и ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии; 2) климаты и ледники в ряде типичных горно-ледниковых районов.

1. Горно-ледниковые климаты, которые могут обеспечить существование и развитие ледников в средних и низких широтах, имеют сравнительно небольшое территориальное распространение, несравненно меньшее, чем климаты вечного мороза в полярных странах, с которыми связаны современные ледниковые покровы. Из общей площади современного оледенения земного шара, определяемой в 15,5 млн. кв. км (Калесник, 1963), 15 млн. кв. км занимает Антарктида и Гренландия. Очень

немного остается на долю гляциоклиматических областей высокогорного и различных переходных типов.

2. Толщина ледниковых покровов, занимающих огромные площади, достигает 3—4 км, что усиливает их активное охлаждающее влияние. Горные климаты и горные ледники такого эффекта не создают.

Нужны все же существенные оговорки. Во-первых, известное подобие указанного эффекта может иметь место и в горных странах, если возникает крупномасштабное подпруживание льда в узких долинах; высокое стояние ледников приводит тогда к значительному расширению областей их питания. Во-вторых, даже самые малые ледниковые образования сохраняют всегда холодную поверхность, что способствует увеличению длительности залегания снежного покрова.

3. С первой и второй особенностями неизбежно связывается третий важный вывод. Всякое изменение размеров оледенения, зарождение или ликвидация ледника неизбежно вызывают вторичное изменение климата. В таких условиях, когда миллионы квадратных километров территории могут быть заняты ледником или же свободны от оледенения, вторичные изменения климата могут быть чрезвычайно сильными. Влияние горных ледников на горные климаты гораздо скромнее. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при совместном исследовании истории климатов и оледенений земного шара. В сопряженных, общих изменениях климата, покровного оледенения и горных ледников ведущая роль может перейти от климата к ледниковым покровам, но не к горным ледникам.

4. Типичное сочетание основных элементов, имеющих решающее для оледенения значение, в климатах покровных ледников и в климатах горных ледников различно. Выражаясь несколько грубо, можно сказать, что современные покровные ледники существуют потому, что снег (почти) не тает, хотя его выпадает очень мало; горные же ледники существуют потому, что получают обильное снеговое питание, хотя и интенсивно стаивают. Фактически дело обстоит много сложнее, так как режим питания и таяния горных ледников разнообразен. С другой стороны, полярно-ледниковым климатам свойственна известная монотонность.

5. Далее надо указать на следующее различие современных ледниковых покровов и горных ледников. Покровы Антарктики и Гренландии связаны в основном лишь с одним типом климата — с климатом вечного мороза; лишь малая часть ледникового щита Гренландии располагается в зоне климата тундры (по классификации Л. С. Берга) или же с ней соприкасается. Большой же горно-долинный ледник, имея иногда очень большое вертикальное протяжение, может быть связан с не-

сколькими типами климата, которые имеют место на разных высотах.

Ледник Боссон на Монблане начинается в климате вечного мороза, пересекает (по вертикали) климатические пояса тундры и тайги (по классификации Л. С. Берга) и кончается на высоте 1130 м в области довольно мягкого климата лиственных лесов. Ледники западного склона Новозеландских Альп (высшая точка — гора Кука, 3788 м) спускаются до высоты 200 м и меньше и своими концами вторгаются в область субтропического леса. Расположение ледника в разных вертикальных климатических поясах неизбежно усложняет его реакцию на изменения климата. Например, размеры ледника могут сохраниться, а его гидрологическая активность изменится.

Ледниковые покровы Гренландии и Антарктиды также имеют большое вертикальное протяжение благодаря мощности льда, превышающей 3000 м. Тем не менее роль абляции очень ослаблена. Взаимодействие с климатом усложняется по другой причине: изменения температуры должны влиять на подвижность льда и на вынос айсбергов в море.

Таким образом, климаты, с которыми связаны явления оледенения на земном шаре, в целом весьма разнообразны. Основное различие имеет место между полярно-ледниковыми и горно-ледниковыми климатами, причем должен быть особо подчеркнут существенно различный характер взаимодействия между климатом и оледенением.

Возникает вопрос, какими могли бы быть климаты ледниковых покровов, которые располагались бы в Америке и Европе в среднеширотных зонах. Они не были бы настоящими полярными из-за высокого летнего стояния солнца, но должны были бы быть равномерно холодными вследствие огромного протяжения холодных поверхностей ледниковых покровов.

ВЛИЯНИЕ МОРСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КЛИМАТА НА ОЛЕДЕНЕНИЕ

Образованию ледников благоприятствует выпадение большого количества твердых осадков и медленное их таяние. Эти условия, вообще говоря, лучше выполняются в морском климате, хуже — в континентальном.

«Можно сказать, что развитию оледенения благоприятствует та совокупность метеорологических элементов, которая приближает климат данной местности к океаническому типу климата; изменение же климата в сторону континентальности производит обратное действие. Морской климат благоприятнее потому, что богаче осадками и лето в нем прохладнее, что очень важно, так как снег, накопленный зимою, летом не так быстро будет уничтожаться таянием. Континентальный климат мало пригоден

для ледников не только из-за своей сухости, но и потому, что лето в нем жаркое (таяние снегов энергичное)» (Калесник, 1939, стр. 55).

Действительно, огромные массивы современного горного оледенения залегают на тихоокеанской стороне горных поднятий Аляски, затем в Патагонии, на Скандинавском полуострове, т. е. там, где климат обладает ярко выраженными чертами океаничности. Очень мягкий океанический климат североатлантической части Арктики способствует накоплению льдов на юге Гренландии и в Исландии. Вследствие распространения далеко на северо-восток влияния ветвей Гольфстрима благоприятные для оледенения черты климата наблюдаются на Шпицбергене, архипелаге Земля Франца-Иосифа, Новой Земле. Но еще дальше на восток оледенение быстро ослабевает по мере усиления континентальности климата.

Не подлежит сомнению, что эта общая формулировка относительно влияния морского и континентального климата на оледенение может служить для ориентировочного объяснения большего или меньшего развития оледенения.

Гляциоклиматическим показателем, непосредственно связывающим климат с оледенением и позволяющим численно выразить влияние морского и континентального климата на оледенение, является высота снеговой границы. На этом вопросе мы остановимся специально в главе о снеговой линии. Здесь укажем, что в пределах даже одной и той же горной страны снеговая граница в связи с усилением континентальности климата может подниматься на 1000 м и более. Например, в глубь Алтая высота снеговой границы изменяется от 2300—2400 до 3500 м. Какое значение для оледенения имеет разность высот снеговой линии в 1200 м, можно видеть хотя бы из того, что именно такой была депрессия снеговой линии в Альпах во время ледникового периода; размеры же оледенения по сравнению с современными были во много раз больше.

Примерно на 1000 м была ниже, чем сейчас, снеговая граница на Алтае во время ледникового периода. Долины Центрального Алтая, ныне занятые пашнями (Уймонская степь по среднему течению Катуни, долина Чуи др.), были заполнены мощными потоками льда; ледники выходили к предгорьям Алтая.

Тем не менее, несмотря на все вышесказанное, правило о благоприятном влиянии на оледенение морского климата и неблагоприятном влиянии континентального климата не носит абсолютного характера. Такой вывод подтверждается многими примерами, в частности данными наблюдений в последние годы.

1. Климат Антарктиды с площадью оледенения 13,2 млн. кв. км не может быть назван морским. Это особый тип континентального климата с очень значительной (около 35%) амплитудой годового хода, без теплого лета.

2. Континентально-циклонический климат Алтая, находящегося в центре огромного континента, в сочетании с орографическими влияниями в общем благоприятен для оледенения. Но в Монгольском Алтае резкое усиление континентальности климата меняет в то же время его отношение к оледенению.

3. Склоны хребтов Тянь-Шаня и Памира на высоких уровнях обеспечены достаточным количеством атмосферной влаги, необходимым для питания больших ледников; годичная аккумуляция твердой воды на фирновых полях ледника Федченко достигает 1500 мм.

4. Раньше считалось (такого мнения придерживался А. И. Воейков), что условия сверхконтинентального климата Восточной Сибири как бы противоречат оледенению. Теперь оказалось, что на ледниках Сунтар-Хаята (общая площадь 224 кв. км) выпадает в год 500—700 мм осадков (Корейша, 1963). Очень благоприятна для оледенения краткость абляционного периода, всего 1,5—2 месяца, причем интенсивная абляция продолжается лишь 20 дней.

5. Характеристики континентальных климатов, основанные на данных наблюдений метеорологических станций в широких горных долинах и высокогорных станций, существенно отличаются друг от друга. На высоких склонах, тем более при наличии постоянно холодной, не нагревающейся под лучами летнего солнца ледниковой поверхности, исчезает большая амплитуда как годового, так и суточного хода температуры. Осадков выпадает много. Происходит как бы приближение к морскому климату. Очевидно, сохраняются некоторые особенности континентальных климатов, например тенденция к усилению летних осадков.

Различное отношение морского и континентального климата к оледенению проявляется еще в следующем:

1) неодинаковы процессы льдообразования;

2) различен температурный режим толщи ледников; континентальность климата способствует глубокому промерзанию льда, чем затрудняется движение льда и замедляется разгрузка фирно-ледосборных бассейнов;

3) если имеет место некоторое общее изменение климата на очень большой территории, то при разной степени континентальности местного климата поднятие или опускание снеговой границы оказывается также различным. Так, в Центральном Алтае депрессия снеговой границы, соответствующая максимальной фазе вюрмского оледенения, была в полтора раза больше, чем на крайне континентальном юго-востоке Алтая (Ивановский, 1959; Ефимцев, 1961).

В дальнейшем эти вопросы рассматриваются подробнее. Таким образом, общая оценка климата в целях гляциологического исследования, выраженная терминами «континентальный» и

«морской», имеет определенный смысл и значение для понимания условий современного и древнего оледенения. Но эта оценка не должна ограничиваться формальным учетом степени континентальности климата по температурным показателям. Необходимо, чтобы она была разносторонней и увязывалась с гляциометеорологическими показателями, характеризующими взаимодействие между климатом и оледенением.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ОЛЕДЕНЕНИЕ

Влияние рельефа на климат и оледенение в общих чертах общеизвестно, но очень сложно и во всех случаях рассматривается гляциологами-исследователями. Правда, как замечает

Рис. 3. Перенос снега на подветренную сторону гребня. Алтай, восточная вершина Белухи, высота 4506 м.

С. В. Калесник (1937, стр. 25), «с высотой мозаика климатов должна упрощаться, стремясь, как к пределу, к некоторой монотонности», но это не может быть одинаково справедливо по отношению ко всем элементам климата. Выравниваются температурные условия, но, например, процессы перевевания снега ветром могут иметь место на любых высотах, вплоть до высоких вершин (рис. 3). Сейчас сравнительно хорошо известны процессы концентрации снега в глубоких карах (главным образом по исследованиям уральских ледников), но совсем не изучены «вершинные» накопления масс снега, более значительная роль отдельных вершин в питании ледников на самых высоких уровнях.

Связь между климатом и оледенением совершенно теряет конкретность, если не учитывать достаточно четко значение рельефа в сопоставлении с ролью климата. Ниже мы остановимся подробнее на этом вопросе. Сейчас надо предварительно отметить разные стороны значения рельефа, что важно для понимания общего взаимодействующего комплекса факторов оледенения.

1. Горный рельеф, помимо влияния абсолютных высот на климат, воздействует на условия оледенения также «через климат» путем местных изменений отдельных его элементов. Интенсивность инсоляции в большой степени определяется экспозицией склона и возможной затененностью отдельных его участков. Распределение запасов снега на склонах зависит от многих факторов, в частности оно обусловлено борьбой противоположных влияний: больше осадков выпадает на наветренных склонах, но снег может переноситься ветром и концентрированно оседать в «ветровой тени» (на подветренной стороне).

2. Разнообразие форм рельефа со своими мезо- и микроклиматами в горных странах позволяет ледникам «выбирать» участки склонов и долин, где имеются условия для существования ледников тех или иных размеров. В этом заключается сущность принципа соответствия, который будет рассмотрен ниже.

Очень широко распространен такой частный случай, когда склоны недостаточно высоких хребтов остаются почти бесснежными, но в отдельных точках, причем даже на низких уровнях, устойчиво сохраняются малые ледники.

3. Формы рельефа, с которыми связано залегание горных ледников, сами в большой мере являются результатом геоморфологической деятельности ледников. Так возникает очень важное условие преемственности повторных исторических этапов усиления и ослабления (исчезновения) оледенения. Ледники, возрождающиеся после периодов резкого ослабления оледенения, помимо улучшения климатической базы, могли использовать уже готовые вмещающие формы рельефа.

Нельзя, однако, утверждать, что ледниковые формы рельефа всегда благоприятны для оледенения. Эти вопросы рассматриваются в дальнейшем.

4. На пологих склонах может развиваться более сильное оледенение, чем на крутых, благодаря большой площади питания ледников. Примером может служить Главный Кавказский хребет, у которого крутыми являются южные склоны, а более пологими и растянутыми — северные. Несмотря на то что количество осадков на северных склонах меньше, именно здесь оледенение более мощное как по общей площади, так и по числу ледников. На северных склонах Центрального Кавказского хребта (Тушинский, 1963) расположено 606 ледников с общей

площадью 834 кв. км, на южных — 335 ледников с площадью 385 кв. км. Снеговая граница располагается на южном склоне ниже, чем на северном (соответственно 3300—3400 и 3400—3600 м).

На плоских ступенях и водоразделах, а также на волнистых плато могут образовываться обширные оледенелые поля, если эти формы рельефа располагаются хоть немного выше снеговой границы и если нет интенсивного сдувания снега.

Алтай представляет собой высокогорную страну, где на высотах 2000—3000 м и даже до 4000 м очень много плоских и волнистых водоразделов. Сейчас они, за малым исключением, не покрыты снегом и фирном, не являются базой для современного оледенения, которая приурочена к альпийским формам рельефа. Но совсем иначе обстояло дело во время ледникового периода, когда Алтай, так же как Альпы, характеризовался мощным развитием оледенения. Высокогорные долины были запружены потоками льда, которые получали снежно-фирновое питание с окружающих плоских водоразделов. Необходимо вместе с тем оговориться, что вопрос о возможном закрытии плоских водоразделов снежно-фирновыми полями требует осторожного решения, так как снег может сдуваться ветром.

5. Влияние самих форм рельефа как форм, вмещающих ледниковые тела, может быть очень сильным и разнообразным, и его нельзя смешивать с влиянием на оледенение «через климат». От характера расчленения склонов зависят формы и размеры отдельных ледников, крутизна их залегания, мощность и скорость движения, возможность слияния их друг с другом с образованием крупных ледников или же их обособленное расположение в виде малых ледников и т. д. Вот очень характерный пример.

На северном склоне Южно-Алтайского хребта в истоке реки Алахи залегает большой Алахинский ледник (площадь более 20 кв. км), который занимает обширный пологий цирк с мало расчлененными склонами. Южные склоны хребта сильно расчленены, и здесь образуются четыре ледника. Общая площадь оледенения при той же высоте снеговой линии, что и на северном склоне (2800—2850 м), почти в два раза меньше (Тронов, 1949).

Проведем еще одно совершенно реальное сопоставление. Формой рельефа, вмещающей ледниковый язык, может быть и широкая пологая долина, и узкое крутое ущелье. В период МГГ на Алтае были проведены наблюдения за двумя такими ледниками: в первом случае это ледник Левый Актру, во втором — Малый Актру, который оканчивается на высоте 2220 м, т. е. на 250 м ниже первого ледника, большего по величине. Вполне естественно, что эти ледники неодинаково реагируют на общие климатические колебания (Тронов, 1962; рис. 42).

Большая расчлененность рельефа препятствует образованию

крупных ледников. С другой стороны, мало расчлененные склоны неблагоприятны для накопления масс снега. Кары очень способствуют развитию и сохранению малых форм оледенения благодаря возможности образования компактных скоплений фирна и льда при наличии также (не всегда) благоприятных особенностей микрорельефа (рис. 4).

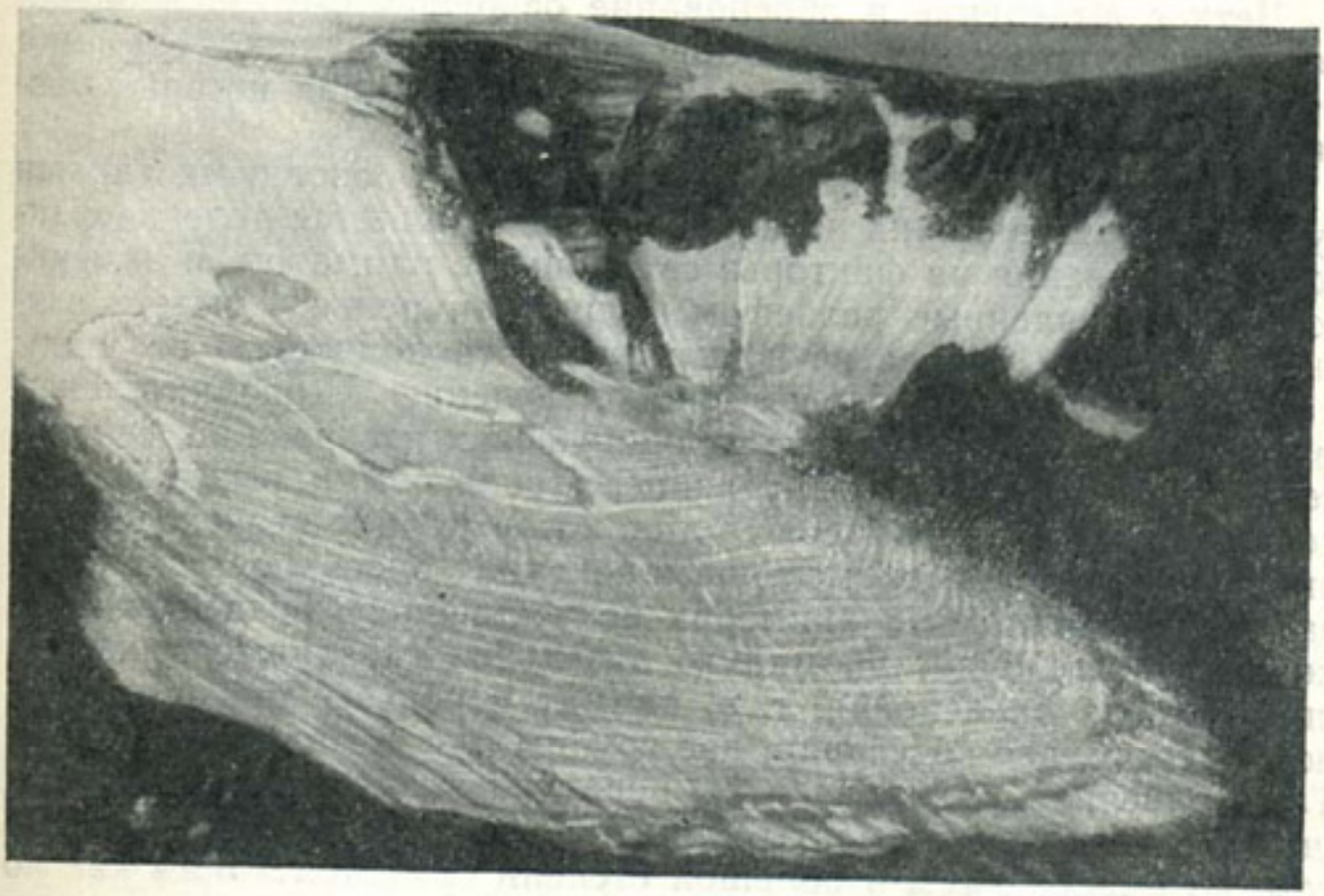


Рис. 4. Навеянный ледник под невысоким плоским водоразделом в Восточном Саяне. *Фото Г. М. Томилова.*

Сделанные выше замечания отнюдь не являются анализом влияния рельефа на оледенение. Их цель состоит лишь в том, чтобы показать сложность и разносторонность действующих факторов оледенения, что не противоречит представлению о леднике как о продукте климата. Постановка вопроса о том, что важнее для оледенения — климат или рельеф, является условной. Когда же речь идет о причинах различий оледенения при переходе от одного района к другому или о причинах изменения состояния оледенения с течением времени, то климат или рельеф приобретает роль определенного ведущего фактора этих изменений оледенения. Знание раздельного влияния на оледенение элементов климата и рельефа, очевидно, становится особенно необходимым.

Имея в виду эти замечания, мы перейдем сейчас к вопросу о подразделении факторов оледенения, которыми определяется состояние и эволюция ледников в разных странах. Заметим за-

ранее, что не только климат и рельеф, но и сами ледники, их меняющиеся размеры и состояние тоже должны включаться в общий комплекс факторов, которыми определяется эволюция оледенения. Но этот вопрос в дальнейшем будет рассмотрен особо.

О ФАКТОРАХ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Четкое выделение и обоснование основных факторов оледенения необходимо как для объяснения современного состояния ледников в разных странах, так и для понимания истории развития оледенения.

Наиболее естественным в соответствии с основными типами существующих влияний на ледники представляется деление факторов оледенения на факторы, связанные с климатом, и на факторы, обусловленные рельефом. Климат и рельеф, вместе взятые, во всяком случае исчерпывают почти полностью все виды внешних воздействий на оледенение. Дополнительные факторы, например влияние вулканических извержений, сейсмических явлений, а также внутреннего тепла Земли, вызывающего небольшое таяние ледников со дна, которые либо незначительны, либо имеют частное, местное значение, здесь не рассматриваются. О возможных примерах искусственного воздействия на ледники ниже будет упомянуто отдельно. Указанные выше общие условия оледенения, т. е. климат и рельеф, представляют, по существу, две категории, две группы или комплекс факторов. Так, солнечная радиация и температура воздуха, представляющие собой разные элементы климата, хотя и связаны друг с другом, но вместе с тем в большой степени самостоятельны как по своей сущности, так и по характеру действия на поверхность ледников. Другая сторона жизни ледников — их питание — определяется в первую очередь осадками. Другие элементы климата также оказывают на оледенение то или иное влияние. Можно, следовательно, говорить не об одном факторе климата, а о большом числе климатических факторов возникновения и развития ледников. Точно так же и фактор рельефа представляет собой совокупность ряда различных влияний на оледенение, связанных с отдельными чертами и элементами рельефа. Здесь, однако, не имеется в виду детальное подразделение факторов. Принципиальное значение имеет подразделение факторов оледенения, позволяющее оперировать понятиями «влияние климата» и «влияние рельефа», не смешивая их друг с другом и детализируя их в нужной или в возможной степени.

Факторы оледенения по К. К. Маркову

Применительно к истории горных оледенений К. К. Марков (Герасимов и Марков, 1939) предложил выделить три фактора: климатический, тектонический и геоморфологический. Речь

идет о причинах разрастания или же сокращения ледников в горных местностях с течением времени, главным образом за длительные периоды, включая ледниковый период и послеледниковое время.

Действие климатического фактора представляется в виде более или менее общих для горной страны опусканий или поднятий снеговой границы, причем абсолютная высота гор не изменяется. Это показано на рис. 5 *I*. В исходном положении

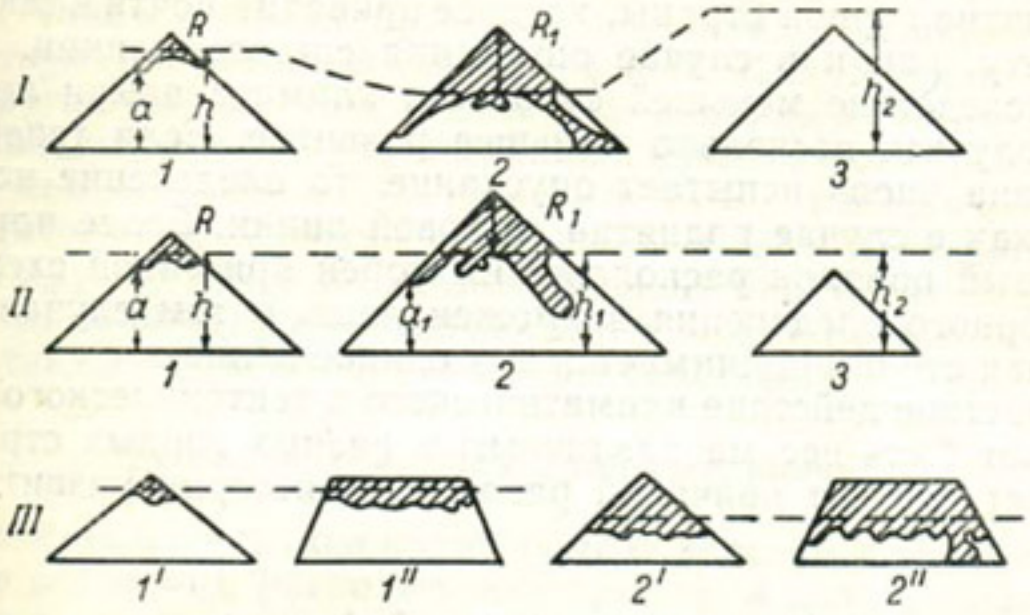


Рис. 5. Роль общеклиматического, тектонического и геоморфологического факторов в развитии оледенения (по К. К. Маркову).

h, h_1, h_2 — высота снеговой линии, a, a_1 — высота концов ледников, R, R_1 — положительная разность оледенения.

(рис. 5 *I 1*) вершины гор лишь немного превышают уровень снеговой границы, положительная разность оледенения (т. е., по С. В. Калеснику, разность абсолютных высот хребта и снеговой границы) невелика, оледенение может быть представлено лишь малыми ледниками. Если снеговая граница в результате общего изменения климата опускается (рис. 5 I *2*), то положительная разность оледенения увеличивается; разрастаются фирновые бассейны, ледниковые языки сползают далеко вниз, заполняя горные долины, и даже выходят на предгорные ступени. Такова была, по А. Пенку и Е. Брюкнеру, картина оледенения Альп во время ледникового периода. Снеговая линия была расположена на 1200 м ниже, чем в настоящее время.

На рис. 5 *I 3* снеговая граница изображена выше уровня горных хребтов. По мере ее поднятия ледники становятся все меньше и меньше, уходя или отступая все выше на горные склоны, и наконец (как показано на рисунке) оледенение может ликвидироваться полностью. В долинах останутся морены, особенно нагроможденные в некоторых местах в связи с задерж-

ками отступания ледников или их временными наступаниями. С. В. Калесник (1934) такое оледенение, которое развивалось только под влиянием опускания уровня снеговой границы, без «встречного» поднятия гор, называет пассивным.

Поясним действие тектонического фактора. Высота снеговой линии (следовательно, и климат) остается постоянной, как это и показано на рис. 5 *II*, а высота гор вследствие тектонических движений меняется. Исходное положение принимается таким же, как и в первом случае. На рис. 5 *II* показано значительное поднятие горной страны, которое приводит почти к такому же результату, как и в случае опускания снеговой линии. Только сейчас вследствие меньшей суровости климата языки ледников могут получить несколько меньшее развитие. Если теперь горная страна вновь испытает опускание, то оледенение исчезнет, так же как в случае поднятия снеговой линии. Более или менее одинаковый порядок расположения морен при такой схеме развития горного оледенения возможен лишь в том случае, когда вся горная страна поднимается как единое целое.

Совместное действие климатического и тектонического факторов может быть весьма различным в разных горных странах, и это может явиться причиной различий в истории развития оледенения.

Геоморфологический фактор

Влияние рельефа горной страны может приводить к существенно различным размерам оледенения при одной и той же величине положительной разности оледенения (рис. 5 *III*). В случае островерхих вершин области питания ледников будут иметь относительно небольшие размеры, так как по мере поднятия склонов вверх выше снеговой линии площадь их быстро уменьшается. Вследствие этого ограниченное развитие получат и ледниковые языки. Подобный случай имеет место в Гималаях, где пространственное развитие оледенения ограничивается (и ограничивалось во время ледникового периода) большими уклонами местности.

Если же выше снеговой линии располагаются большие по площади плоские или волнистые водоразделы, то фирновые области ледников приобретают громадные размеры. Получая очень обильное питание, ледниковые языки разрастаются в мощные и длинные потоки. Если относительно невелики и уклоны долин, то оледенение может захватить всю горную страну. Примером может служить Алтай, где древнее оледенение получило чрезвычайно большое развитие.

Это деление факторов оледенения по К. К. Маркову имеет целью подчеркнуть, что в формировании и развитии горных оледенений всегда участвуют наряду с климатом вертикальные дви-

жения земной коры вместе с особенностями рельефа. Существенные изменения климата, поскольку рассматриваются длительные периоды времени, неизбежны. Однако, чтобы оценить их роль и значение в гляциологическом смысле, необходим анализ влияния и других факторов.

Ниже приводится еще одно деление факторов оледенения, специально связанное с задачами и вопросами гляциоклиматологии. Оно не представляет собой попытки отделить друг от друга и выделить наиболее четко влияние климата и влияние рельефа. Такая попытка была бы, пожалуй, бесплодной и несоответствующей истинной природе вещей. Для деления предлагается другая основа: хотя совместные влияния климата и рельефа на оледенение могут комбинироваться самым различным образом, тем не менее в сочетании этих влияний могут быть подмечены и выделены определенные типы. Они могут различаться друг от друга по масштабу своих проявлений в горных странах, по характеру взаимоотношений между климатом и рельефом, а также по типу влияния непосредственно на оледенение.

Новое деление факторов оледенения

Влияние на оледенение крупных черт рельефа горной страны, например взаимного расположения хребтов и долин, экспозиции склонов и т. д., существенно отличается от влияния малых форм рельефа на склонах, в частности каров. С другой стороны, климат горной страны не является единым. На фоне общих свойств климата выделяются климаты отдельных склонов, а из них — климаты малых участков склонов, в частности климаты каров. В совместном воздействии на оледенение вариации климата, наблюдаемые на большей или меньшей территории, связываются с соответствующими по масштабу чертами рельефа. На основе типичных по своему влиянию на оледенение сочетаний климата и рельефа могут быть выделены и факторы оледенения.

Существенно важным кажется следующее. Вместе с общим теоретическим обоснованием и независимо от дальнейших испытаний на практике предлагаемое деление факторов оледенения должно быть первоначально увязано с действительно наблюдаемым, достаточно сложным и разнообразным физико-географическим комплексом условий оледенения в большой горно-ледниковой стране. В данном случае такой страной является Алтай, где оледенение распространено на большой территории с разнообразным сочетанием условий климата и рельефа и где относительно хорошо можно проследить за стадиальными депрессиями снеговой границы.

Если рассматривать климат горной страны отдельно как фактор оледенения, то его можно подразделить на микроклимат, мезоклимат и макроклимат. Такое деление

условно, но для горной местности оно кажется не только целесообразным, но и вполне реальным, а также отвечает различным категориям влияний на оледенение.

Общеклиматические условия (макроклимат) горной страны характеризуются с помощью климатических показателей в форме «от— до», часто в очень широких пределах. Например, в ледниковых бассейнах Альп количество осадков составляет от 2000 до 3500 мм, а высота снеговой линии — от 2500 до 3200 м. Эти показатели в свою очередь объясняются как результат общих закономерных изменений циркуляционных и радиационных процессов в связи с высотой горной местности и расположением горных хребтов. С гляциологической точки зрения макроклимат характеризуется благоприятными или неблагоприятными для оледенения условиями, пределами изменения этих условий.

Мезоклиматы представляются основными относительно крупными климатическими единицами, из которых слагаются климаты горных стран. Сюда могут быть отнесены климаты отдельных долин (часто без склонов), климаты склонов на значительном протяжении, климаты крупных выровненных ступеней и т. д. Мезоклиматы долин можно характеризовать с помощью одной осредненной величины того или иного показателя, но мезоклиматы склонов характеризуются также изменениями температуры и количества осадков в вертикальном направлении. В частности, в гляциологическом отношении мезоклимат можно охарактеризовать осредненным высотным положением снеговой линии на склоне.

Наиболее типичные микроклиматы на склонах связаны с карами, они благоприятны для возникновения и сохранения малых форм оледенения. Внутри каров могут возникать свои существенные микроклиматические различия, так сказать, низшего порядка.

Количество снега, скапливающегося в карах, может быть более чем в 2—3 раза больше, чем в среднем в данной местности. Эффект инсоляции может быть самым различным. В глубь хорошо выработанных, с крутыми стенками каров северной экспозиции прямые солнечные лучи почти или даже совсем не проникают. В карах южной экспозиции этот эффект, наоборот, может быть крайне усилен благодаря нагреванию солнцем обнаженных каменных стенок.

К фирновым бассейнам больших ледников термин «микроклимат» уже неприменим. Однако микроклиматические особенности присущи отдельным частям ледников и могут резко сказываться на развитии последних и наиболее сильно, по-видимому, в регрессивной фазе.

Наряду с микроклиматами, с которыми непосредственно связано залегание ледников, на других участках склонов появ-

ляются микроклиматические особенности, явно неблагоприятные для оледенения. Они возникают в значительной степени в порядке «компенсации» особо благоприятных микроклиматов и территориально очерчиваются менее определенно, чем последние.

Таким путем микроклиматические различия, возникающие на склонах, приводят к очень резким колебаниям высоты снеговой линии. В обычном климатологическом смысле они характеризуются большими изменениями метеорологических элементов: меньше меняется температура воздуха, очень сильно — суммы солнечной радиации и еще сильнее — количество выпадающих (точнее, фактически оседающих) осадков. Эффект сдувания и навевания снегов должен считаться одним из важнейших проявлений микроклимата.

Таким образом, климатический фактор оледенения в совокупности проявлений макро-, мезо- и микроклимата охватывает чрезвычайно широкий круг физико-географических воздействий на ледники, включая и такие влияния, которые обычно принято (и к этому есть основания) приписывать рельефу. Это обстоятельство необходимо учитывать при оценке всего комплекса факторов оледенения и при попытке их классификации. Суть дела, конечно, заключается в том, что сама пестрота горных климатов связана именно с рельефом.

Аналогичным образом можно подразделить факторы оледенения, связанные с рельефом земной поверхности и способные по-разному влиять на оледенение (и на климат):

1) горная страна в целом: общие территориальные размеры и высота над уровнем моря, общий характер расположения хребтов, долин и плоскогорий; эти признаки горной страны должны оказывать основное влияние на общие размеры оледенения;

2) хребты и долины: их расположение в разных частях горной страны, высота и экспозиция склонов, их крутизна; черты и признаки рельефа, соответствующие этой категории, будут в основном определять распределение оледенения по отдельным хребтам и их склонам. Разделение между этими двумя категориями не представляется вполне отчетливым, ибо основные черты второй из них непосредственно относятся и к первой. В силу этого кажется естественным объединить их влияние на оледенение под общим названием «о р о г р а ф и ч е с к и й ф а к т о р»;

3) формы расчленения склонов, непосредственно вмещающие ледниковые тела и оказывающие то или иное влияние на оледенение, следует выделить особо под названием «м о р ф о л о г и ч е с к и й ф а к т о р».

Собрав вместе различные черты влияния климата и рельефа на оледенение, мы получаем всего пять факторов: общеклиматический (макроклиматический), мезоклиматический, микроклиматический, орографический и морфологический.

По характеру своего действия они могут быть объединены в три фактора:

1) общеклиматический или просто климатический;

2) ороклиматический, который можно назвать и орографическим;

3) морфологический.

Первый из них объединяет влияние на оледенение общих свойств климата вместе с влиянием общих черт рельефа, от которых в большой мере зависит климат; термин сомнений не вызывает. Второй фактор — это влияние мезоклимата, но лучше применить термин, связанный с орографией, так как определяющее значение имеет расположение хребтов и долин. Названием третьего фактора («морфологический», а не «микроклиматический») подчеркивается, что формы расчленений склонов могут столь сильно влиять на местные климатические условия, что одновременно решающим образом могут в ряде случаев влиять и на оледенение.

Обоснуем более подробно выделение именно трех указанных факторов оледенения. Мы не можем оставить для употребления пять факторов, ибо они в некоторой степени взаимно «перекрывают» друг друга. Если мы скажем, например, что Катунский ледник на Алтае сохраняет большие размеры благодаря очень влажному климату южного склона Белухи, а также вследствие действия орографического барьера, перехватывающего осадки, то мы явным образом один и тот же фактор применим два раза.

Вопрос о разделении орографического и морфологического факторов, с одной стороны, и климатических факторов — с другой, не так прост, и здесь должна быть внесена полная ясность, иногда даже при помощи условных терминов. При разрешении этого вопроса следует учитывать двоякую роль рельефа: его прямое воздействие на ледники и воздействие «через климат», на что выше уже было указано.

Отчасти разделяя, но в большей степени объединяя черты совместного влияния рельефа и климата на оледенение, мы следующим образом приходим к необходимости выделить всего лишь три основных фактора оледенения.

1. Фактор морфологический может быть объединен с фактором микроклиматическим. В характеристике условий залегания малых ледников воздействие форм рельефа и влияние микроклимата приобретают в большой степени одинаковое значение, а отдельно указанные морфологический и микроклиматический факторы будут повторять друг друга. Однако ясно, что указание на особенности рельефа глубже и понятнее объясняет сущность явлений, чем просто констатация микроклиматических изменений. Если, например, установлено, что ледник залегает в каре северной экспозиции, то тем самым сразу становится ясным не только тип ледника, но и характер микроклиматических измене-

ний, а также их распространение по территории. В самой характеристике микроклиматических условий залегания ледника выгоднее и удобнее оперировать морфологическим фактором, а не микроклиматом. Важно еще отметить, что при изменении размеров ледника с течением времени меняется отношение его в первую очередь именно к форме рельефа. Ледник, занимающий кар полностью, и ледник, занимающий небольшую часть кара, — это существенно различные условия залегания ледника.

Микроклиматический фактор войдет в характеристику условий оледенения через морфологический фактор. Однако само собой разумеется, что микроклиматический эффект той или иной формы рельефа не всегда может быть ясен и не всегда одинаков в аналогичных формах рельефа. Он, следовательно, должен быть описан при указании морфологического фактора как на основе обеих черт климата, так, по возможности, и количественно при помощи метеорологических наблюдений.

Таким образом, в общей структуре комплекса факторов оледенения из двух указанных факторов, действующих на небольших территориях, должен быть оставлен только один, именно морфологический фактор.

2. Орографический фактор объединяется с мезоклиматическим. Мезоклиматы склонов возникают под влиянием общих орографических особенностей горной страны. Использование орографического фактора для объяснения как климата, так и оледенения горной страны совершенно необходимо. Но вместе с тем мезоклиматы являются основными составляющими общего климата страны, это части одного целого. Поэтому целесообразно выбрать объединяющее название — ороклиматический фактор. Условно, для простоты его можно назвать и орографическим.

Следовательно, ороклиматический фактор включает в себя влияние климатических особенностей верховьев ледниковых долин и склонов, которые возникают на фоне общих свойств климата под действием взаимного расположения хребтов и долин, экспозиции склонов и т. д., словом, под действием крупных черт рельефа. В случае большого развития оледенения влиянием этого фактора может непосредственно определяться и форма (отчасти и размеры) ледников с их притоками, как, например, ледников дендритового типа, располагающихся между параллельными хребтами.

Общеклиматический (макроклиматический) фактор ни по своему происхождению, ни по характеру общего воздействия на оледенение не может быть заменен никакими другими. В характеристике его в связи с той или иной степенью благоприятствования развитию оледенения горной страны должна быть достигнута полная ясность относительно условия формирования климата. Это особенно важно для понимания истории оледенений,

ибо характер изменений климата, неизбежных за длительный период времени, в большой мере зависит от генезиса климата. К числу климатообразующих факторов, как известно, относится и влияние рельефа, но едва ли крупнейшие черты рельефа должны быть поставлены в ряд непосредственно действующих факторов оледенения, если в то же время охарактеризован климат и дан ороклиматический фактор оледенения: в характеристике этих двух факторов влияние макрорельефа будет уже учтено. Таким образом, в числе основных факторов оледенения должен быть назван общеклиматический фактор (макроклиматический или просто климатический).

При помощи учета и анализа трех указанных факторов оледенения могут быть охарактеризованы как самые общие условия оледенения горной страны, так и его частные особенности. Но речь идет не о формально обязательном разделении факторов: важно, чтобы научные анализы охватывали действительно полно и разносторонне комплекс влияний на оледенение со стороны климата и рельефа. Кроме общего выделения климатического, орографического и морфологического факторов, необходимо рассматривать влияние на оледенение отдельных элементов климата и рельефа.

Все эти факторы меняются с течением времени, чем определяются те или иные тенденции в развитии ледников, включая мощное развитие их во время ледниковых периодов и их кратковременные колебания. Длительное развитие оледенения всегда связывается и с изменением климата, и с преобразованием рельефа. «Краткосрочную» же динамику ледников можно считать связанной только с климатом ввиду медленного изменения рельефа. Однако любое изменение или колебание только климата влечет за собой изменение всех трех факторов. Так, например, отклонение от нормы обычных циркуляционных условий, изменение направления и силы ветра сразу же скажутся на действии морфологического, а отчасти и орографического (ороклиматического) фактора. Уменьшение или увеличение навевания снега в кары может привести к быстрому изменению размеров карового ледника. На этих важных вопросах взаимодействия факторов, в которое активно включаются и сами ледники, мы остановимся отдельно.

Указанные здесь три основных фактора оледенения (горного) широко используются в практике гляциологических исследований и описаний, хотя и без соблюдения приведенной нами терминологии. В качестве примера можно указать на книгу С. В. Калесника «Горные ледниковые районы СССР» (1937), где описываются все основные горно-ледниковые районы нашей страны. Для характеристики физико-географических условий оледенения автор, во-первых, указывает основные общие черты климата каждого района оледенения и, во-вторых, характери-

зует рельеф с точки зрения его влияния и на климат, и на оледенение. При описании отдельных ледников или их групп указываются и местные условия их залегания. Таковы, например, описания Кавказа или Средней Азии и их оледенения. Следовательно, в общем учитывается влияние всех трех факторов. Приведенная нами терминология направлена к тому, чтобы способствовать сопоставимости приводимых разными авторами характеристик условий оледенения и чтобы подчеркнуть единство задач гляциологии и климатологии в плане исследования высокогорных ледниковых районов. Необходимо также подчеркнуть равноправное значение и сущность морфологического фактора, действие которого иногда необоснованно отрывается от климатических условий.

Что касается полярных стран, то общий комплекс факторов оледенения здесь тот же самый, но только решающее значение приобретает климат. Конечно, и в полярных странах формирование ледников в большей или меньшей степени связано с горным или вообще с возвышенным рельефом, т. е. с орографическим (ороклиматическим) и даже с морфологическим фактором (например, образование навеянных ледников). Однако среди форм оледенения полярных стран преобладают ледниковые покровы, связанные с суровым и притом относительно ровным климатом на пространствах в сотни тысяч и даже в миллионы квадратных километров. Важнейшей особенностью (на которой мы в дальнейшем остановимся) такого климата является то, что его формирование связано с появлением и развитием холодной подстилающей повехности, притом высоко поднятой, на весьма обширной территории.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ФАКТОРОВ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Изменчивость действия факторов оледенения

Установление основных факторов оледенения в том или ином районе, даже их детализация еще не означают, что действительные условия существования и развития ледников выяснены. Сумма факторов для этой цели недостаточна, необходимо еще учитывать их взаимодействие.

Влияние любого фактора оледенения не имеет абсолютного характера, его действие является относительным и меняется в зависимости от конкретной обстановки залегания ледников. По существу, всегда изменчивость каждого фактора оледенения имеет две стороны: изменчивость самого фактора и изменчивость его действия.

В качестве простейшего примера укажем на солнечную радиацию. Только на первый взгляд может показаться, что роль инсоляции в режиме таяния ледников определяется суммой солнечной радиации, падающей на ледниковую поверхность. В дей-

ствительности дело обстоит много сложнее. Если обратиться к фирновым полям ледников, то можно отметить три главных случая.

1. При положительных температурах воздуха поступающая на поверхность ледника солнечная радиация за вычетом отраженной радиации целиком тратится на таяние, причем образуется сток талых вод. Так как поверхность фирна смочена водой, величина альбедо в этом случае относительно невелика — около 50% и даже меньше.

2. При температурах немного ниже нуля под действием солнечной радиации образуется незначительное количество талых вод, которые пропитывают верхние слои фирна, не образуя стока.

3. При температурах значительно ниже 0° таяние практически отсутствует даже при весьма интенсивной инсоляции. Наиболее яркий пример представляет Антарктида, где возникают особые условия для отсутствия таяния: большие величины солнечной радиации, очень низкие температуры воздуха и очень высокие (больше 90%) значения альбедо снежной поверхности. Но и в более теплых климатах на высоких уровнях могут возникать несколько сходные условия.

Так, на верхних ярусах хребтов Тянь-Шаня и Памира практически всегда господствуют низкие температуры, хотя месячные суммы солнечной радиации достигают 20 ккал/см^2 и даже больше. Фирнизация снега происходит очень медленно, при этом накапливаются толщи сыпучего мелкого снега, немало затрудняющие передвижение альпинистов: легче преодолевать свежий и рыхлый снег.

На менее высоких уровнях таяние, вызванное лучами солнца в утренние часы, когда на ледниках обычно наблюдаются отрицательные температуры, бывает слабее, чем в вечерние часы. Поэтому при прочих равных условиях ледники, ориентированные на восток, дают несколько меньше талой воды, чем ледники, ориентированные на запад. Аналогично по отношению к склонам, покрытым растительностью, Л. С. Берг (1938, стр. 260) указывает, что «восточные склоны нагреваются слабее западных, так как на восточных склонах солнце светит утром, когда воздух не успел нагреться и почва еще сыра. С другой стороны, обратное влияние может оказывать обычно увеличенная вечерняя облачность».

Приведем еще практически важный пример, относящийся к области гляциогидрологии. В соответствии с многочисленными материалами наблюдений, обобщенными В. Л. Шульцем (1956), в горах Тянь-Шаня на 1° положительных средних суточных температур приходится величина стаивания снежников, в среднем равная 5,5 мм слоя воды, а для ледниковых поверхностей — 7—8 мм. Этот показатель характеризует совмещенное действие и солнечной радиации и положительных температур воздуха, вы-

зывающих таяние снега и льда. Суть дела в том, что практически наблюдается хорошая согласованность хода изменения от одного дня к другому температуры воздуха и суточных сумм солнечной радиации. Значение температурного показателя отражает, таким образом, и интенсивность инсоляции. Это положение лучше оправдывается при осреднении за большое число дней, а не за отдельные дни.

Чтобы сделать подобный расчет возможно более точным, надо учитывать изменяемость показателя в виде величины абляции на 1° температуры, который не всегда равен 5,5 мм. Его надо подсчитывать особо для разных местностей, для разных высот, для разных типов погоды (последнее очень важно). Заметим, что по наблюдениям на ледниках Алтая значения указанного показателя меняются от 4 до 9 мм, причем не для каких-либо крайних случаев, а просто в зависимости от обычных колебаний погодного режима.

Оценка характера и силы воздействия солнечной радиации отдельно или совместно с температурой воздуха как климатических факторов оледенения, очевидно, должна быть самой тщательной. Соответствующие измерения и расчеты широко вошли в практику гляциологических и гляциогидрологических исследований. Вместе с тем, имея в виду многие основные теоретические построения в гляциологии, необходимо оценивать изменяемость действия (обычно крупномасштабного) тех или иных факторов оледенения, хотя бы и без точных числовых данных. В особенности, конечно, это относится к проблемам древнего оледенения. Можно привести убедительные примеры.

Как уже указывалось, существенное значение для оледенения имеет высота максимума твердых осадков. Однако влияние этого фактора не всегда будет одинаковым; оно в большой мере зависит от того, расположен ли указанный максимум выше или ниже снеговой границы. По В. Пашингеру (1923), если в порядке общего изменения климата снеговая граница опускается ниже уровня максимума твердых осадков, то это обстоятельство служит сильнейшим стимулом к бурному развитию ледников.

Очень сложным в смысле взаимодействия является влияние типичного орографического, или ороклиматического, фактора в виде «ветрового барьера». Как известно, повышенное количество осадков получают наветренные склоны хребтов, но в то же время в карах подветренных склонов образуется «ветровая тень», где могут оседать большие массы снега, переносимого ветром через горные гребни. Г. К. Тушинский (1963) по поводу расположения ледников Урала указывает на оба эти обстоятельства:

«По данным Л. Д. Долгушина (1960), более двух третей ледников Урала расположено западнее главного водораздела (60% на Полярном и 73% на Приполярном Урале) и несколько меньше одной трети — к востоку от него. Дело в том, что на западном

склоне количество осадков, выпадающих в виде снега, больше, чем на восточном.

...О величине концентрации снега за зиму в карах восточной экспозиции нам сообщил О. Яблонский, который, побывав на метеостанции Полярного Урала, узнал от ее начальника М. Т. Щербакова, что на плато, где находится станция, мощность снега 30 см, а в карах 45—50 м. Следовательно, ледники Урала, расположенные на 700—1000 м ниже «поверхности 365», существуют благодаря метелевому переносу снега и лавинному питанию, а также потому, что площади, с которых сносится снег, намного превышают площади бассейнов питания ледников» (стр. 84 и 85).

Интенсивность и разнообразие влияния метелевого переноса снега на оледенение зависят от характера воздушных течений над местностью, от высоты и расположения гребней, от наличия параллельных гребней, от состояния снега и от ряда других причин. В этом сложном вопросе далеко не все ясно. В. Г. Ходаков (1964) при помощи построения линии тока воздуха на разрезе через горный массив, а также математических расчетов объясняет локальные увеличения водозапасов в снежном покрове на севере Урала, многократные по сравнению со средней нормой. Но Урал — хребет невысокий. На основании исследований на Эльбрусе В. М. Котляков (1964, стр. 100) приходит к выводу о неправильности мнения, «что снег может переноситься с одного склона крупного горного хребта на другой». Однако на Алтае массовый перенос снега через гребни хребтов наблюдается на всех высотах (Ревякин, 1964). Наглядно это показано на рис. 52, подробнее вопрос рассматривается ниже.

Изменчивость действия температурного режима в его сложных связях с другими факторами известна на примере Антарктиды и разносторонне рассматривается учеными. Потепление климата (в известных пределах) должно вызвать в Антарктиде не таяние льда, а лишь увеличение количества осадков. С другой стороны, изменение вязкопластических свойств льда способно вызвать существенное ускорение разгрузки материка от масс льда. Трудность вопроса, далеко еще не решенного, показана в работах П. А. Шумского (1964), Г. А. Авсюка и В. М. Котлякова (1964), Д. Холлина (1962) и др. Во всяком случае, теряет силу то представление о достаточно определенном влиянии потепления климата на ледники, которое установлено для других горных стран.

Примеров, относящихся к влиянию на оледенение как климата, так и рельефа, можно привести очень много. Тем или иным факторам оледенения свойственна обычно некоторая определенная направленность действия, благоприятного или неблагоприятного для оледенения. Таково, например, влияние абсолютной высоты питающих ледники склонов хребта или влияние крутизны склонов (для оледенения выгоднее пологие склоны).

Тем не менее действие этих факторов, даже абсолютной высоты, не является устойчиво постоянным в двух отношениях, а именно:

1) обычное, так сказать, нормальное действие фактора может носить в себе некоторые черты противоположного влияния и в таких случаях теряет безусловную однотипность;

2) это действие в разных случаях оказывается количественно неодинаковым, даже если одинаковы показатели самих факторов.

Вторая из этих черт изменяемости действия факторов, пожалуй, имеет большее значение, чем первая, ибо с ней приходится считаться всегда, во всех случаях, при сопоставлении условий оледенения в разных районах. Приведем соответствующие примеры.

Чем выше горный хребет, тем больше шансов на образование ледников на его склонах. Говоря точнее, решающее значение имеет не абсолютная высота хребта, а величина положительной разности оледенения, т. е. разность высот хребта и снеговой границы на его склонах. Но распределение оледенения вдоль Южно-Алтайского хребта явно не подчиняется этому правилу. В истоках реки Алахи, где высота гребней равна примерно 3400 м, а снеговой линии — 2800 м, т. е. положительная разность оледенения составляет около 600 м, развиваются большие ледники (ледник Алахинский площадью 20 кв. км). Восточнее, на северных склонах горного узла Табын-Богдо-Ола, при высоте вершин более 4000 м положительная разность оледенения достигает 800—900 м, но оледенение резко ослаблено. Сама высота гребней, увеличивая «запас высоты» склонов над снеговой линией, приводит к явному ограничению питания ледников, так как влага приносится только юго-западными ветрами. В истоках же Алахи сравнительно небольшая высота гребней, по-видимому, является необходимым условием обильного питания крупных ледников (рис. 6).

Если сопоставить состояние оледенения в западной части Катунского хребта и в восточной части хребта Чуйского (это одна линия хребтов, самая высокая на Алтае), то бросается в глаза следующее обстоятельство. На западе Катунского хребта, где выпадает много осадков, малейшее повышение гребней способно вызвать резкое усиление развития ледников; на крайнем же востоке, в истоках Елангаша и Тархатты, в неблагоприятной обстановке сухого климата повышение вершин на 100—200 м очень мало значит для усиления оледенения.

Н. Н. Пальгов (1958) приводит интересные, имеющие принципиальное значение расчеты интенсивности оледенения для разных склонов Заилийского Алатау. Он дает следующие эмпирические формулы:

при северной и северо-восточной экспозиции

$$П = (В - 3740)\,0{,}00258\,,$$

при южной, юго-восточной и юго-западной экспозиции

$$П = (B - 3870)\,0{,}0030$$

и еще три формулы для других экспозиций. В этих уравнениях $П$ — площадь ледников, приходящаяся на 1 км протяженности верхних питающих гребней; B — средняя высота верхней границы фирновых полей; цифры в скобках дают нижний предел высоты гребней, которые могут нести оледенение.

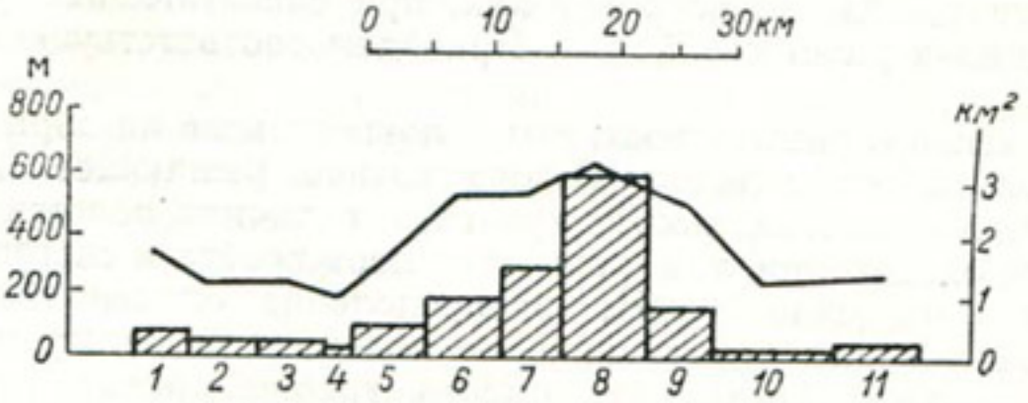


Рис. 6. Диаграмма распределения оледенения вдоль Южно-Алтайского хребта.

По левой оси абсцисс отложена положительная разность оледенения, по правой—площадь оледенения на 1 км протяженности хребта. Истоки рек: *1, 2, 3, 4* — малые притоки Бухтармы, *5* — Акульгун, *6* — Бухтарма, *7* — Укок, *8* — Алаха, *9* и *10* — Канас, *11* — Бутеу-Канас.

Наибольший интерес для нас представляет сейчас множитель в виде десятичной дроби. Он означает площадь оледенения, приходящуюся на 1 м вертикального протяжения фирновых полей ледника. То обстоятельство, что в приведенных формулах величина множителя различна, демонстрирует, следовательно, изменяемость действия положительной разности оледенения как фактора формирования ледников.

Практически очень важно, в какой мере и на каких преимущественно высотах происходит увеличение количества осадков на наветренных склонах хребтов. Вопрос, может быть, не привлекает к себе такого внимания, как особенности режима Антарктиды, но он практически интересен не только для гляциологов, но и для климатологов и гидрологов в каждой горной стране. В «Очерках оледенения Алтая» (Тронов, 1949) приведены следующие правила относительно влияния ветровой экспозиции на Алтае:

1) действие этого фактора усиливается при больших высотах хребтов, при подходе большой долины к хребту с юга или юго-запада, при открытом положении массива; например, Белуха, в частности Катунский ледник, Западно-Катунский узел;

2) оно уменьшается при уменьшении высоты хребта, при па-

раллельном расположении долин и хребта (южный склон Катунско-Чуйской цепи почти на всем ее протяжении);

3) это влияние меньше для одного хребта, больше для системы хребтов; линия, отделяющая наветренную зону, где наблюдается увеличение осадков, от заветренной зоны с уменьшенными осадками, может не проходить по главной водораздельной линии (западная половина Катунского хребта);

4) влияние этого фактора, усложняясь, может стать обратным вследствие перевевания масс снега.

Заметим, что на Катунском леднике, как можно судить по ряду признаков, выпадает очень много осадков, около 3000 мм в год. По М. В. Косареву (1958), к которому присоединяется В. Г. Ходаков (1964), механизм локального увеличения количества осадков может быть связан с сужением самого верхнего участка долины. Это как раз относится к Катунскому леднику, который располагается между гребнями, р а с х о д я щ и м и с я от массива Белухи. В суженном русле возрастает скорость поднимающегося воздушного потока; выделение осадков на уровне конденсации может стать чрезвычайно обильным.

В конечном итоге необходимо констатировать очень большую сложность влияния хребтов на циркуляцию воздуха и на выпадение осадков. В таких условиях гляциологической проблемой, по существу, является изучение изменяемости морфологического фактора, а не его, так сказать, нормального влияния. Приведем пример изменяемости влияния (действия) этого фактора.

Хорошо развитые кары северной экспозиции являются хранителями малых ледников и в процессе длительного сокращения ледников до конца играют такую роль: ледничок самых миниатюрных размеров продолжает до последней возможности ютиться под крутой и высокой затененной стенкой кара. Но совсем иначе развивается процесс на южных склонах, при южной экспозиции каров. Пока кар хорошо заполнен ледником, не так сильно сказывается неблагоприятное действие экспозиции, нередко компенсируемое расположением на наветренной стороне хребта. Но при сокращении ледника и в условиях неблагоприятной экспозиции резко изменится действие кара.

«Когда же ледник сильно сократился в своих размерах, то каменная ниша, обращенная к солнцу, нагревается столь сильно, что совершенно теряется свойство каров давать убежище отступающим ледникам. Образуются пустые кары — чрезвычайно резко выраженный эффект по сравнению с сохранением каровых ледников на северных склонах или даже с соседними участками чуть повыше, где могут быть сравнительно крупные ледники. Примеры: средний участок западной половины Катунского хребта на южной стороне или южный склон Южно-Чуйского хребта и др.» (Тронов, 1949, стр. 301).

Аналогичный прекрасный пример представляет оледенение

Богосского хребта в восточной части Кавказа (Знаменская, 1936). Оно сохраняется в карах и мульдах северных склонов, но катастрофически быстро сокращается и исчезает в карах южной экспозиции.

Необходимо подчеркнуть, что практически очень важна правильная оценка роли каров не только в гляциологическом, но и в климатологическом, гидрологическом и геоморфологическом отношении. В частности, кары являются хранителями не только малых ледников, но и многочисленных более или менее устойчивых снежников, играющих очень большую роль в весенне-летнем питании горных речек.

Число подобных примеров можно было бы значительно увеличить, рассматривая разные стороны влияния рельефа на климат и на оледенение. Вывод всегда получается один: в комплексе взаимодействующих факторов оледенения влияние каждого из них, каким бы определенным оно ни казалось, должно считаться изменяющимся, с возможными очень сильными отклонениями от своего обычного характера. Положение это одинаково важно как в вопросах гляциологии, так и горной климатологии.

Роль самих ледников в комплексе факторов оледенения

В комплекс факторов оледенения, кроме климата и рельефа, входят и сами ледники. Роль ледников здесь двоякая: во-первых, влияние и значение любого фактора зависят от размеров ледников, от степени развития оледенения, и, во-вторых, присутствие ледника меняет и рельеф и местный климат. Ледник накладывается на коренной рельеф иногда очень значительной толщей, а ледниковая поверхность остается холодной и летом. Непрерывно происходит и эрозионное изменение рельефа, но оно является очень медленным, сопоставимым с тектоническими движениями.

Первая сторона вопроса имеет самое широкое значение. По отношению к влиянию рельефа справедливо следующее положение: *под орографическими и морфологическими условиями залегания ледников следует понимать не только совокупность форм рельефа в геоморфологическом смысле, но и их отношение к имеющемуся оледенению.* В таком понимании орографический фактор (как составная часть ороклиматического фактора) и особенно морфологический фактор становятся весьма изменчивыми.

Если оледенение на склоне хребта развито слабо и «использует» только верхние части склонов, то очень большую роль играют кары, в которых возникают микроклиматические условия, очень благоприятные для накопления снега. Так, на многих участках хребтов Алтая, Альп, Кавказа, Урала и других горных систем оледенение представлено только каровыми ледниками;

нет каров, нет и ледников. Известно, что именно благодаря каровым ледникам в последние годы чрезвычайно расширились наши общие представления о распространении оледенения на территории Советского Союза, в первую очередь на северо-востоке СССР (рис. 7).

Если снеговая линия располагается ниже, если величина положительной разности оледенения достигает 400—500 м и более,

Рис. 7. Типичные каровые ледники с хорошо выраженной снеговой линией. Горный узел Биш-Ирду на Алтае.

то развитию крупных ледников способствует большие циркообразные бассейны вогнутой формы, имеющие одновременно и большое вертикальное протяжение. Так развиваются (в больших бассейнах, занимающих значительную часть склонов) крупнейшие ледники Алтая (Талдуринский, Алахинский), Альп (Алечский), Заилийского Алатау (Богатырь, ледник Корженевского) и других горных стран. Благоприятные для оледенения микроклиматы каров — необходимое условие для сохранения малых ледников — теперь хотя и не утрачивают, но меняют свою роль: они могут являться отдельными камерами, где собираются особенно богатые льдом потоки, спускающиеся в общий цирк.

Если снеговая линия располагается еще ниже (т. е. еще большей становится положительная разность оледенения), то для достижения ледниками особенно большой длины главное

значение приобретают пологие уклоны главных долин. В узких пологих долинах залегают длиннейшие ледники Тянь-Шаня, Памира, Каракорума. Поэтому древнее оледенение было особенно большим в Альпах и на Алтае, где горные долины пологие и большие, и гораздо меньше в Гималаях, где долины крутые. На Алтае значительное развитие древнего оледенения связывалось также с закрытием фирновыми полями больших волнистых плато, которые сейчас не принимают участия в формировании ледников.

Если горная страна заполняется льдом в еще большей степени, то возникает сетчатый тип оледенения. Повсеместно в горных долинах происходит подпруживание льда; поверхности ледниковых потоков в долинах поднимаются до столь высоких уровней, что входят в хионосферу и становятся (по крайней мере частично) областями питания ледников, а массы льда начинают перетекать через перевалы из одной долины в другую. Расчлененный горный рельеф в противоположность отдельным крутым долинам становится теперь фактором, препятствующим движению льда, свободному его растеканию. Уровень стояния льдов становится более высоким, чем в случае свободного залегания ледникового покрова аналогичных размеров. Такая внушительная картина древнего оледенения в Альпах установлена А. Пенком и Е. Брюкнером (1909). Аналогично, но с теми или иными особенностями картина древнего оледенения на основании различных его следов восстанавливается для Алтая, Кавказа и других горных стран.

Нетрудно видеть, что эти изменения взаимоотношений между климатом, рельефом и оледенением имеют особенно большое значение в том смысле, что определяют особенности развития оледенения в больших промежутках времени, при больших изменениях климата и высоты снеговой линии. Но резкие изменения влияния каров возможны и при относительно небольших колебаниях уровня снеговой линии.

Вторая сторона вопроса, как сказано, заключается в оценке значения тех изменений рельефа и климата, которые вызываются самой толщей ледника и его поверхностью. Роль таких изменений в развитии покровного оледенения не только велика, но, по-видимому, может быть и решающей. Эти вопросы в дальнейшем рассматриваются в главе «Изменения и колебания ледников».

Влияние горных ледников на общие черты климата значительных территорий не может быть сильным по причине относительно небольших площадей оледенения в горах. Ни в какой мере оно не может сравниться с охлаждающим воздействием ледниковых покровов. Кроме того, влияние покрытых снегами и ледниками склонов на климат лежащих ниже долин и не мо-

жет быть значительным вследствие неизбежного нагревания каждой опускающейся массы воздуха.

Это обстоятельство подметил еще А. И. Воейков (1884, стр. 271):

«Я очень сомневаюсь в большом влиянии горных снегов, но не решаюсь отрицать его совершенно. Оно скорее всего может оказаться во время большого возвышения температуры и быстрого таяния снега в горах, особенно в конце весны и в начале лета. Для того чтобы оно оказалось, нужно, чтобы вертикальное распределение температуры соответствовало неустойчивому равновесию, т. е. чтобы нагретый воздух равнин имел стремление подняться вверх, а холодный воздух гор опуститься вниз. Нужно, следовательно, чтобы температура разнилась более чем на 1° на 100 м разности в высоте. В Европе средняя разность температур с высотой около 0,6—0,7° на 100 м в мае и июне. В отдельные дни она может доходить до 1° и более на 100 м, именно тогда, когда долины и равнины очень нагреты, а в горах еще лежит снег, который своим таянием поддерживает температуру около 0°».

Тем не менее, как уже указывалось выше, температура над самим ледником ниже, чем над окружающей местностью. Снижается тепловой эффект фёна, если он спускается вдоль большого ледника. Чем бóльшая площадь внутри ледникового бассейна с общей вогнутой формой занята непосредственно ледником, тем лучше условия для замедленного таяния и для накопления твердых осадков. Кроме того, толща ледника может значительно поднимать абсолютный уровень дна бассейна. Таким образом, климат горных ледников не может быть просто приравнен к высокогорному климату. Последний представляет собой лишь базу для формирования ледников вместе с присущим им климатом. Значение свойства ледниковых поверхностей не нагреваться выше 0° рассматривается в следующей главе.

Особенно большими могут быть климатические различия между карами южной экспозиции, занятыми и не занятыми ледниками. Хотя навевание снега зимой и тут может быть примерно одинаковым, но в первом случае кары являются летом резко выраженными очагами холода, а во втором, наоборот, — очагами тепла благодаря сильному нагреванию солнцем и слабому продуванию ветром.

В случае сплошного на большом протяжении заснежения склонов имеет место общее увеличение вертикального градиента температуры при переходе снизу к поясу снегов, местные же температурные различия ослабевают или исчезают. Зато языки больших ледников представляют собой одновременно и языки холода, вторгающиеся сверху в области более теплого климата. В Новой Зеландии концы ледников спускаются в область суб-

тропической растительности, во многих странах — в область хвойных лесов. Господство низких температур над ледниковыми языками способствует также образованию так называемых ледниковых ветров; максимальное их развитие приурочивается к самым концам ледников.

Изменение ледником рельефа в условиях оледенения горных стран далеко не так значительно, как в случае покровного оледенения, но все же оно представляет собой способ активного включения ледника в общий комплекс взаимодействующих факторов оледенения. Мощность Алечского ледника в Альпах достигает в средней части почти 800 м. Если бы снять

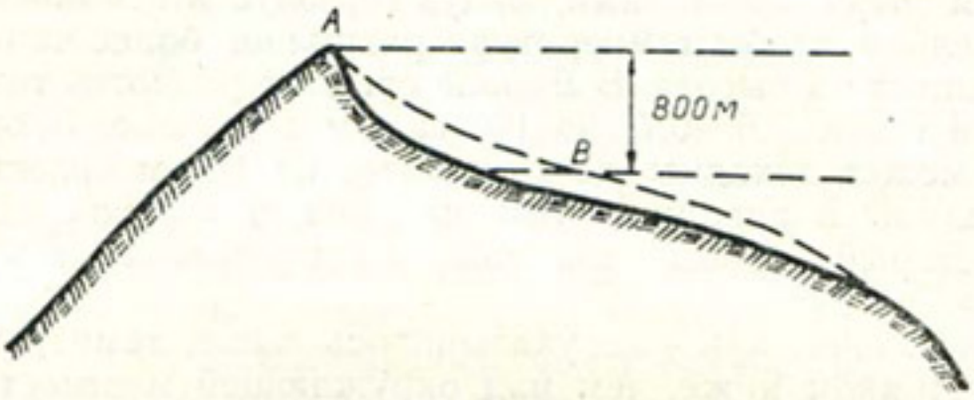


Рис. 8. Соотношение между опусканием снеговой линии ниже гребня хребта (800 м) и встречным поднятием поверхности ледника (200 м).

эту толщу льда, то климат местности стал бы теплее в значительной мере вследствие снижения ее уровня, а не только из-за отсутствия холодных масс льда. Мощность ледника Федченко раньше оценивалась примерно в 500 м (Калесник, 1939); согласно же новым данным, она достигает 1000 м (Пак, Яковлев, 1962). Следует подчеркнуть, что общий внешний вид бассейна ледника Федченко весьма наглядно демонстрирует фактическое расширение области питания ледника благодаря переполнению бассейна фирном и льдом. Но обыкновенно мощность горных ледников бывает значительно меньше. Мощность льдов Эльбруса, несмотря на большую общую площадь оледенения (139 кв. км), оценивается всего в 60—80 м при максимальной величине 110 м (Тушинский, 1963; Тушинский, Капица, 1957).

Пусть снеговая линия располагается на 800 м ниже гребня хребта и на склоне образовался ледник мощностью, например, 200 м, что вполне реально (рис. 8). Схема на рис. 8 наглядно показывает, что основное значение в формировании ледника на склоне имеет снижение снеговой границы по сравнению с гребнем хребта, а встречное поднятие ледниковой поверхности играет лишь второстепенную роль. Это же справедливо и в отношении колебаний ледников, вызываемых колебаниями снеговой границы. Нельзя, однако, пренебрегать и ролью происходящих при

этом изменений толщины ледников, т. е. снижений или повышений уровня их поверхности. Если, например, ледниковый язык площадью 10 кв. км потеряет в регрессивной фазе развития всего лишь 50 м мощности, то это может вызвать увеличение его стаивания на 3—5 млн. куб. м (если считать, что изменение высоты на 100 м вызывает изменение абляции на 0,6—1,0 м в год). Пренебрегать этой величиной в балансе даже крупного ледника, конечно, нельзя.

Таким образом, в условиях горных склонов бóльшая или меньшая высота снеговой линии непосредственно определяет меньшие или бóльшие размеры оледенения. Меньшая или бóльшая мощность ледников при этом лишь дополнительно влияет на горизонтальные размеры оледенения. Это положение давно известно и принято в гляциологии. Однако в условиях снежного рельефа альпийских стран роль ледников как фактора оледенения может существенно изменяться, может иногда резко возрастать, и это необходимо учитывать особо. Заполнение ледником значительного бассейна целиком, подпруживание льда в пологой долине, слияние вместе ледниковых потоков и т. д. — все это такие условия, при которых возросшая мощность ледника начинает играть особо активную роль. Наоборот, резкое уменьшение мощности ледника может стать активным фактором дальнейшего ослабления оледенения. Эти вопросы подробно рассматриваются в последней главе монографии.

Весьма важную общую характеристику взаимоотношений между климатом, рельефом и оледенением можно получить при помощи принципа соответствия.

ПРИНЦИП СООТВЕТСТВИЯ

Принцип соответствия предложен М. В. Троновым (1949) в связи с общим анализом физико-географических условий современного оледенения Алтая. Этот принцип примыкает к высказанному выше общему положению, что характеристика или оценка ороклиматического и особенно морфологического факторов должна обязательно связываться с определенными конкретными размерами и свойствами оледенения, должна от них зависеть. Можно сказать, что это общее положение в большой степени конкретизируется при помощи принципа соответствия.

Сущность принципа соответствия поясним на следующем примере. Представим себе, что со склонов двух циркообразно расширенных бассейнов (пусть это будут, например, рядом лежащие бассейны ледников Куркурек и Курусай в восточной части Катунского хребта на Алтае) спускается ко дну цирков ряд ледниковых языков. В бассейне меньших размеров (Курусай) они сливаются, заполняют цирк и дают крупный ледник. Моно-

литность последнего способствует и общему увеличению размеров оледенения (рис. 9).

В большем бассейне (Куркурек) ледниковые языки не сливаются вместе, представляя лишь малую (низшую по сравнению с первым случаем) форму оледенения. Сильная расчлененность оледенения, увеличивая суммарную величину абляции ледника, способствует уменьшению общей площади оледенения. Но если бы снеговая линия опустилась на некоторую определенную величину, то этот цирк был бы заполнен целиком, и тогда ледник Куркурек оказался бы больше ледника Курусай. Современная

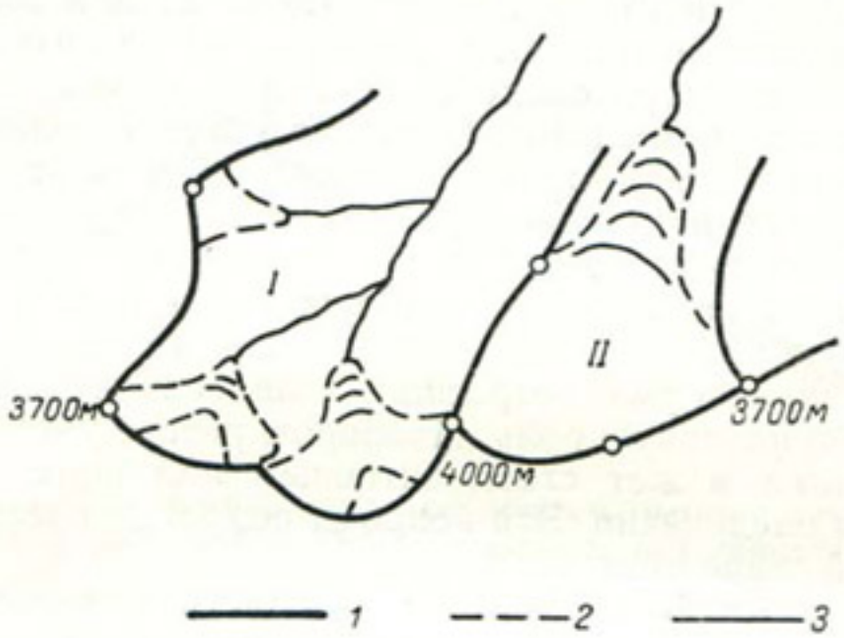


Рис. 9. Схема, иллюстрирующая принцип соответствия. Образование нескольких малых ледников в «слишком большом» бассейне (*I*) и одного крупного ледника в бассейне меньших размеров (*II*).

1 — границы бассейнов, *2* — границы ледников, *3* — вытекающие из ледников ручьи.

площадь ледника Курусай около 6 кв. км, а суммарная площадь четырех ледников Куркурек всего лишь 4,5 кв. км.

Таким образом, при наличии некоторой положительной разности оледенения цирк определенных размеров может дать максимальные размеры ледника, если он целиком заполняется стекающими со склонов потоками. В таком случае мы можем говорить о полном соответствии между вмещающей формой рельефа и ледников в условиях данного климата. Цирк меньших размеров будет, так сказать, искусственно ограничивать размеры ледника. Слишком большой и глубокий цирк не будет заполнен ледником, и тогда вместо одного большого ледника образуется группа гораздо меньших ледников на склонах.

Действие рельефа как фактора оледенения не является постоянным, но зависит от климата, размеров и состояния самих

ледников. *Каждая форма рельефа, рассматриваемая как ледниковое вместилище, наиболее благоприятна в этом смысле при некотором определенном типе климата.* Так может быть сформулирован принцип соответствия.

При помощи принципа соответствия удается объяснить образование целого ряда крупных ледников Алтая, таких, как Талдуринский, Алахинский, Иолдо-Айры (в западной части Катунского хребта) и др., которые кажутся как бы ненормально большими при существующей высоте хребтов и снеговой линии (Тронов, 1949). Особенно замечателен ледник Иолдо-Айры, довольно крупный и хорошо развитый, несмотря на очень малую (всего лишь 200 м) величину положительной разности оледенения.

Ледник Иолдо-Айры залегает в истоках реки того же названия на северном склоне Катунского хребта к западу от Белухи. Вершины достигают здесь высоты 3200—3250 м, а высота снеговой линии колеблется около 2750 м. Некоторые ледники, расположенные под самыми высокими вершинами, достигают здесь длины 2,5 км и имеют площадь около 2,5 кв. км. Главным же ледником является ледник Иолдо-Айры, хотя склоны над ним поднимаются всего лишь до 2900—3000 м. Это единственный случай на Алтае, когда при таких относительно небольших высотах окружающих склонов и при очень малой положительной разности оледенения (200 м) образуется ледник площадью 5 кв. км. Обычно такое превышение склонов над уровнем снеговой границы в карах бывает едва достаточным для того, чтобы мог существовать небольшой ледничок.

Ледник Иолдо-Айры занимает обширный циркообразный бассейн, наклоненный на северо-восток. Три слабо дифференцированных потока объединяются в ровном и плоском ледниковом поле на высоте 2700—2800 м. Снеговая граница проходит на высоте около 2750 м, т. е. лишь немного ниже водораздельной линии хребта, но благодаря особенностям рельефа площадь питания ледника все же довольно значительна (рис. 10).

Особенный интерес вызывает не тип или форма ледника Иолдо-Айры, а его неожиданно большие (относительно) размеры при очень малой положительной разности оледенения. В системе ледников Иолдо- и Кони-Айры (два соседних потока) мы находим последовательные градации перехода от нормальных крупных каровых или долинно-каровых ледников через промежуточную ступень объединения двух потоков к максимально разросшемуся леднику Иолдо-Айры. Но высота хребта здесь не увеличена, и нет оснований предполагать, что в районе ледника выпадает особенно много осадков. Безусловно, здесь хорошо выражено соответствие между оледенением, формой рельефа и климатом, но при таких условиях ледники могут иметь и меньшие размеры и большие (до известного предела). Ледники, достигающие максимальных размеров при данном климате, вы-

соте и характере склонов, являются исключением, и к таким редким феноменам относится ледник Иолдо-Айры.

Ледник Алахинский, наоборот, демонстрирует сейчас явное нарушение указанного соответствия. Занимая плоский фирно-ледосборный бассейн площадью 20 кв. км, он в 1916 г. выдвигал в долину довольно значительный язык. Как установили В. С. Ревякин и П. А. Окишев, к 1964 г. ледник отступил на 2100 м. Эта

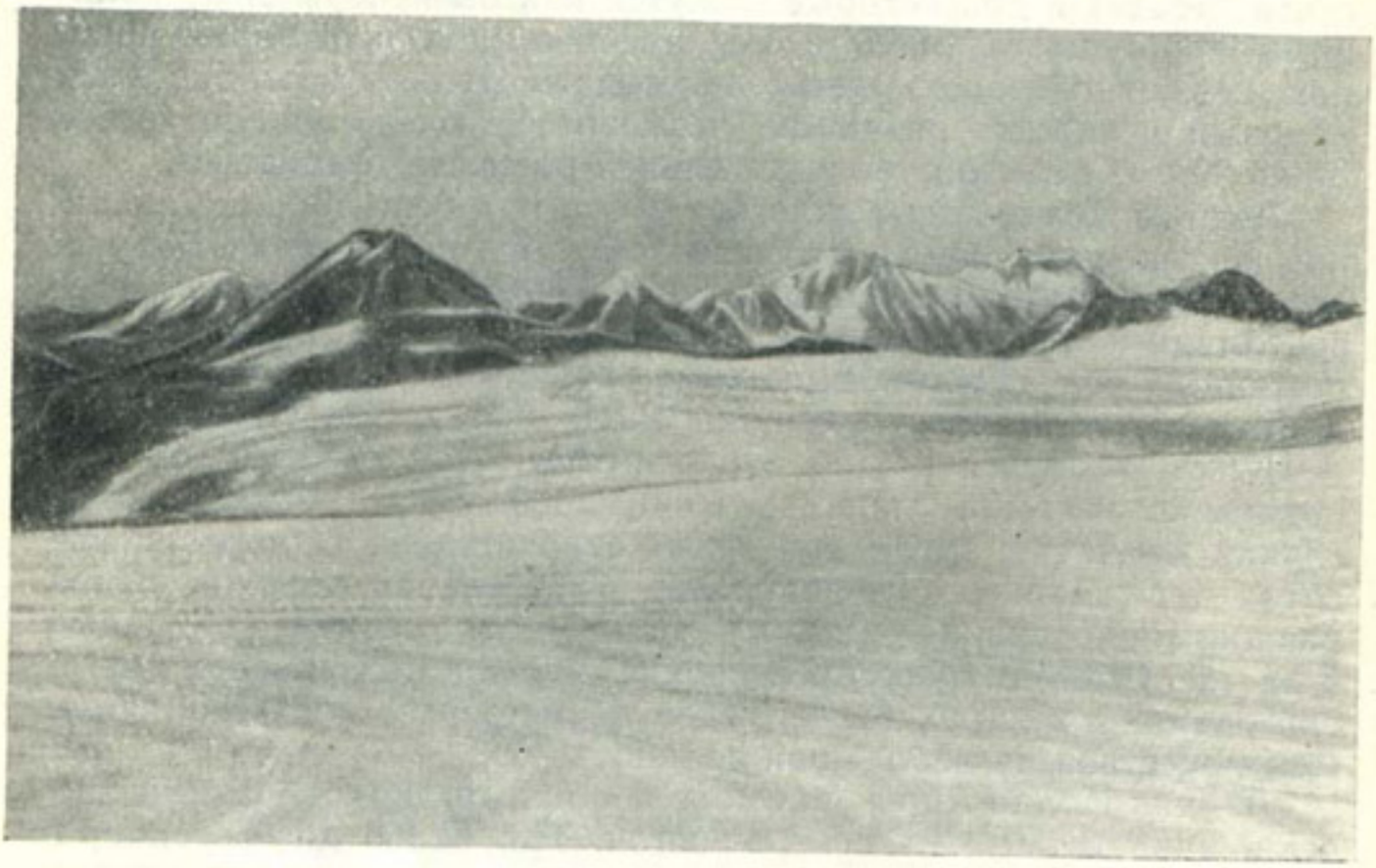


Рис. 10. Ледник, залегающий в широком плоском бассейне.

потеря способности поддерживать долинный язык указывает на то, что основной «вмещающий» бассейн Алахинского ледника теперь для него слишком велик.

Применение принципа соответствия возможно не только в случае схождения потоков в округлом бассейне. Рельеф способен создавать ледники определенной формы и размеров: долина-трог и ледниковый язык; ступень, по поверхности которой могут растекаться ледниковые массы; кар, который может быть занят ледником частично или полностью. Во всех этих случаях применим принцип соответствия. Нарушение же соответствия вследствие поднятия снеговой линии приводит к неиспользованию оледенением благоприятных черт рельефа, в частности к измельчению форм ледников, хотя их число может увеличиться.

Г. К. Тушинский (1963), ссылаясь на данные П. А. Ивань-кова, указывает, что на северных склонах Центрального Кавказа с 1890 по 1946 г. утоньшение льда привело к распадению крупных ледников на более мелкие: число ледников увеличилось с 379

до 606, но площадь оледенения уменьшилась с 1036 до 839 кв. км. «Таким образом, увеличение числа мелких ледников приводит к прогрессивному сокращению оледенения, так как все более нарушается принцип соответствия между рельефом, ледниками и климатом» (Тушинский, 1963, стр. 156).

Известно, что ледники в карах могут быть весьма устойчивыми и могут, несмотря на небольшие размеры, хорошо сопротивляться неблагоприятным климатическим воздействиям. Это значит, что после разрушения крупных ледников восстановилось соответствие между климатом, оледенением и малыми вмещающими формами рельефа. Нарушение и этого вида соответствия, если продолжается общая деградация оледенения, становится снова крайне невыгодным для ледников. Это общее положение; примером могут служить те же ледники Восточного Кавказа: «Соотношение размеров ледников и вмещающих их каров таково, что ледники будут уменьшаться со все увеличивающейся скоростью» (Тушинский, 1963, стр. 159). По отношению к Алтаю вопрос об условиях устойчивого сохранения каровых ледников либо их быстрого исчезновения подробно рассматривается в книгах «Очерки оледенения Алтая» и «Вопросы горной гляциологии» (Тронов, 1949, 1954).

Принцип соответствия разработан на основе данных исследований алтайских ледников, но по существу своему несомненно является общегляциологическим. Наличие в горных странах уже «готовых» ледниковых форм рельефа, являющихся вместилищами современных ледников, является весьма общей предпосылкой к достаточно широкому использованию принципа соответствия. Так, в условиях, близких к описанным алтайским, находятся «котловинные» ледники Средней Азии (Дмитриев, 1913; Калесник, 1937). Когда размеры котловины становятся слишком большими для ледника, то это обстоятельство становится очень неблагоприятным для ледника. Н. Н. Пальгов (1958) указывает на неустойчивое состояние крупных ледников, к числу которых относятся ледники Богатырь, Корженевского и др. в Заилийском Алатау. Долины ледников Средней Азии нередко оказываются сейчас слишком глубокими для успешного сохранения в них длинных ледниковых языков.

Ледники туркестанского типа, к которому принадлежат такие крупнейшие ледники, как Иныльчек, Зеравшанский и др., характеризуются неразвитостью головных фирновых бассейнов, залеганием в длинных и узких долинах с крутыми склонами, с которых ледники получают лавинное питание; характерно наличие очень длинных притоков. Здесь также применим принцип соответствия: резко очерченные формы залегания ледников приобретают некоторое определяющее значение и для размеров ледников, и если такие ледники по условиям климата теряют возможность достаточно полно использовать вмещающие формы

рельефа, то они очень быстро могут утратить и свои размеры и свой тип. Так, лавинное питание требует обязательного заполнения ледником долины до ее склонов, иначе и не будет питания. Отщепление боковых притоков приводит к разрушению древовидной системы ледника с притоками, к изоляции главного ледникового «ствола», к его быстрому ослаблению. Можно сказать, что большие среднеазиатские ледники, залегающие в глубоких и пологих долинах и имеющие лавинное питание, для сохранения своего типа и своих размеров требуют определенного минимума благоприятствования со стороны климата, или иначе хорошего соответствия между климатом, рельефом и оледенением.

Отделение громадного ледника Северный Иныльчек от еще большего по размерам ледника Южный Иныльчек — это уже несоответствие. Но у Г. К. Тушинского (1963) и Г. А. Авсюка (1950б) указываются и другие признаки несоответствия. Мощность ледника Южный Иныльчек (длина 60 км) составляет 400 м, но по сравнению с ледником Федченко это «только 400 м». Происходит отступание льдов от скальных склонов, массовое отщепление малых притоков; процессы деградации охватывают все протяжение ледника.

С. В. Калесник указывает (1937), что ледники туркестанского типа можно рассматривать как долинные, находящиеся в стадии умирания, и приводит целый ряд признаков такого их состояния. Некоторые из этих признаков определенно говорят о том, что в условиях Средней Азии произошло серьезнейшее нарушение соответствия между формами рельефа, вмещающими ледники, и теми возможностями оледенения, которые предоставляет климат.

«Наблюдается одностороннее питание ледников только одним каким-нибудь заснеженным склоном (с северной экспозицией), тогда как противоположный склон на всем протяжении от истоков ледника до его устья совершенно свободен от снега... Отступание ледников часто происходит не вверх по долине, а вбок... Ледники нередко в нижней части течения уже не прикасаются к склонам долины, а лежат как бы без берегов... Наблюдается и раздельное течение ледника и его притока даже в их общем русле» (Калесник, 1937, стр. 117). Аналогичные признаки обнаруживаются и на Алтае (Окишев, 1965).

Надо заметить вместе с тем, что туркестанскому типу ледников свойственна одна особенность, которая способствует их длительному сохранению, несмотря на их недостаточную «климатическую» обеспеченность, — это большое закрытие моренами ледниковых языков, большое развитие моренных чехлов, защищающих ледники от быстрого таяния.

Естественным результатом нарушения соответствия между климатом, рельефом и оледенением в регрессивной фазе оледе-

нения является то, что нормальное отступание и сокращение ледников превращаются в их распад и разрушение. Механизм разрушения может быть самым различным, чем, по существу, расширяется применимость принципа соответствия. Л. Г. Бондарев (1959), объясняя обособление боковых притоков некоторых долинных ледников в хребте Терскей-Алатау, указывает на несколько непосредственно действующих «факторов распада», как-то: 1) эрозионная работа ручьев; 2) неравномерное движение льда; 3) механические напряжения, приводящие к нарушению сплошности льда; 4) неравномерность абляции и возникновение участков с усиленной абляцией; 5) возникновение обваливающихся ледяных стенок. Автор указывает даже, что обособившиеся ледники могут оказаться устойчивыми и неустойчивыми. Оба случая важны для понимания принципа соответствия и его применения при анализе разнообразных ледниковых процессов, имеющих некоторые общие причины.

В качестве примера ледников, занимающих долины на большом протяжении и не утративших соответствия основным условиям климата и рельефа, судя по данным Виссера (1935), можно указать на большие ледники Каракорума; питание их обеспечивается изобилием осадков на высоких уровнях в Каракоруме.

Принцип соответствия применим не только для объяснения современного состояния ледников, но и для выяснения особенностей исторического развития оледенения.

«В процессе длительного сокращения ледник будет пользоваться готовыми формами рельефа, обработанными более мощным оледенением, и будет терять соответствие с ними, но не сразу, а преимущественно снизу вверх и скачкообразно. Когда сокращается ледниковый язык внутри трога, то это уже «несоответствие», причем основным моментом здесь может стать слишком глубокое положение трога по сравнению с поднявшейся снеговой линией» (Тронов, 1949, стр. 311).

«Тогда ледниковый язык может быстро ликвидироваться, так что трог выпадает из комплекса форм рельефа, связанных с ледником, а этот последний может снова прийти в почти полное соответствие со своим вместилищем в виде фирно-ледосборного цирка. Далее последует новая потеря соответствия и распад ледника в общем цирке; соответствие между оледенением и формами рельефа может теперь восстановиться в карах по краям цирка» (там же).

«Именно такой ход событий с полной несомненностью имел место в истоке Малой Кара-Айры за период времени, вероятно, не больше 1000 лет при наличии вполне подготовленных форм рельефа, но он типичен и вообще для Алтая» (там же).

При последовательных «переходах» сокращающегося ледника через разные формы рельефа утрата и восстановление соответствия всякий раз будут оказывать активное влияние на

ход процесса. Эти «ускоряющие» влияния определенным образом отражаются на всей картине современного оледенения, и их необходимо учитывать при объяснении его особенностей в каждой горной стране. В частности, с ними связываются весьма типичные переходы оледенения в сложных бассейнах от долинных форм к каровым формам, в то время как на второй план отходят формы переходные, промежуточные, как потерявшие соответствие с определенной формой рельефа.

При прогрессивном развитии, очевидно, также должны иметь значение размеры, глубина и конфигурация тех форм рельефа, которые могут быть заняты ледником вновь. Однако приведенные рассуждения теряют свою определенность, если речь идет о таком прогрессивном развитии оледенения, которое началось при отсутствии «готовых» форм рельефа, способствующих установлению указанного соответствия при определенных размерах ледников.

Как видно из сказанного, применимость принципа соответствия в первую очередь определяется тем, в какой степени формой рельефа могут определяться размеры ледника. Тем не менее очевидно, что учет соответствия необходим и для понимания климатических условий оледенения. «Соответствие» по своему влиянию и значению можно рассматривать как некоторый особый фактор оледенения; без его тщательного учета будет, очевидно, в той или иной степени затушевано действие любого из основных факторов.

ЗНАЧЕНИЕ ПОДПРУЖЕННОСТИ ЛЕДНИКОВ

Вопрос о подпруживании ледниковых потоков входит в общую проблему развития ледников, которая рассматривается в последней главе монографии, но на этом вопросе надо остановиться и здесь, так как иначе получится важный пробел в изложении более общей группы вопросов о взаимодействии факторов оледенения.

Если масса льда покрывает коренной рельеф слоем даже относительно небольшой толщины (например, в 100—200 м), то все же такое фактическое поднятие земной поверхности заметно изменит местные климатические условия. Если масса льда не может стекать свободно, а ограничена узким руслом, «расход» же льда (т. е. количество льда, перетекающего через поперечное сечение русла в единицу времени, что вполне аналогично расходу воды в реке) велик, то ледниковый поток окажется сильно подпруженным. Это приведет к большему развитию ледника, чем в том случае, когда сильного подпруживания нет.

Рассмотрим два одинаковых бассейна *I* и *II* (рис. 11). Первый бассейн имеет широкое выводящее русло; линия *AB* обозначает положение снеговой линии на леднике, который обра-

зуется в первом бассейне. Второй бассейн имеет сильно суженный выводной канал. Ледниковый поток неизбежно будет сильно подпружен, мощность его увеличена и поверхность поднята, допустим, до 300 м. Если бассейн пологий, то это поднятие поверхности ледника передастся и значительной части бассейна. Таяние внутри бассейна уменьшится, увеличится доля твердых осадков, снеговая линия передвинется в положение A_1B_1. Увеличится, следовательно, область питания ледника,

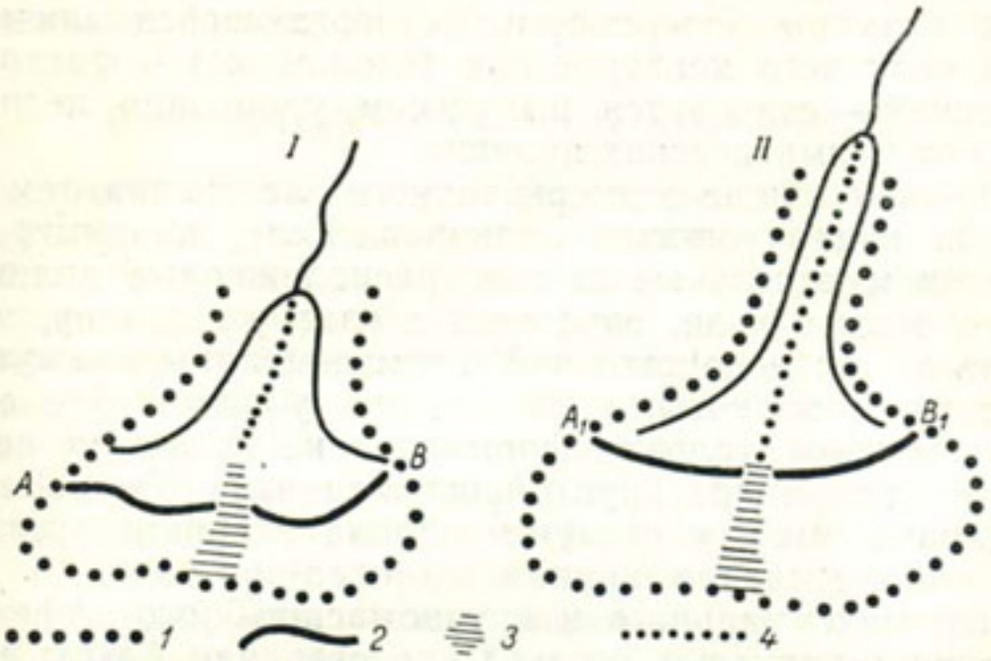


Рис. 11. Неподпруженный (*I*) и подпруженный (*II*) ледники.

1 — границы бассейна, *2* — границы ледника, *3* — срединная морена, *4* — срединный гребень.

а вместе с тем и ледниковый язык. Малая его ширина при этом будет компенсироваться соответственно увеличенной длиной.

Факт подпруживания ледниковых потоков известен в гляциологии давно. Д. Тиндаль в июле 1857 г. произвел измерение ширины и скорости движения спускающегося со склонов Монблана ледника Ледяное Море — трех слагающих его ветвей-потоков (ледники Великан, Лешо и Талефрский) и общего русла ледника у Трелапорта, ниже слияния ветвей. Вот какие он получил результаты (Тиндаль, 1866, стр. 230):

Название ледника	Ширина ледников (ярды)	Скорость движения (дм/сутки)
Великан	1134	13
Лешо	825	9,5
Талефрский	638	
Сумма	2597	
Общее русло	893	20

Примечание. 1 ярд=0,9144 м, 1 дм=0,0254 м.

Картина подпруживания весьма типична, так как ширина общего русла почти в три раза меньше суммарной ширины составляющих потоков, скорость же движения в общем русле, наоборот, намного увеличена.

Подпруживание ледников С. В. Калесник (1963, стр. 270) называет механическим фактором: «Иными словами, самый факт слияния ледников, приводящий к увеличению мощности и быстроты движения главного ледника, уменьшает одновременно размеры поверхности, подвергающейся влиянию абляции, в силу чего конвергенция (схождение) — фактор чисто механический — становится импульсом удлинения ледника независимо от климатических причин».

Чем больше общие размеры горного оледенения, тем больше шансов на подпруживание ледников. Если, например, заполняются льдом отдельные высоко расположенные долины притоков, то массы льда, опускаясь в главную долину, могут ее заполнить и при недостаточной ширине долины окажутся подпруженными и поднятыми на высокий уровень. Это есть, несомненно, важное условие формирования ледников дендритового типа (например, крупнейших ледников Тянь-Шаня, Памира, Каракорума), у которых ширина главного русла много меньше, чем суммарная ширина ледников-притоков.

Пример максимального и крупномасштабного эффекта подпруживания ледниковых потоков представляли Альпы во время ледникового периода. По А. Пенку и Е. Брюкнеру (1909), древнее оледенение в Альпах было представлено сплошной сетью ледниковых потоков, причем ледники заполняли горные долины, переваливались из одной долины в другую и выходили в предгорье.

И на Алтае длинные, но сравнительно узкие и пологие горные долины были запружены массами льда древних ледников, поднятыми на высокие уровни. Имеются и численные расчеты (Ивановский, 1956): в долине Елангаша в сухой юго-восточной части Алтая был подпружен поток льда с годовым расходом около 90 млн. куб. м, истекавший из бассейна площадью 230 кв. км; в профиле подпруживания мощность ледника составила 350 м при ширине 2 км. Подпруженность ледяных потоков могла возникнуть при подходящих условиях и во время стадиальных наступаний ледника. Этим поддерживалось высокое стояние льда у главных стволов древовидных ледников, а также заполнение льдом боковых долин. С подпруживанием льда связывалось соответствие между климатом и высокой формой развития оледенения; высокое стояние льда в главном стволе, очевидно, должно иметь при этом решающее значение. Заметим, что исследование подпруживания ледников на Алтае дало очень много для развития общей теории вопроса.

Таким образом, правильная оценка роли климата и рельефа как факторов оледенения требует тщательного учета возможности подпруживания ледников. В некоторых случаях эффект подпруживания льда и поднятия ледниковых поверхностей может оказаться особенно сильным. С определенного момента может начаться процесс самостоятельного роста (или сокращения) ледника при стабильном состоянии климата или даже «вопреки» климатическому изменению. Эти вопросы рассматриваются в главе, посвященной развитию ледников.

О КОМПЛЕКСЕ ФАКТОРОВ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Физико-географические условия оледенения, особенно горного, как правило, всегда очень сложны. Самые различные черты климата и рельефа так или иначе сказываются на свойствах оледенения и на особенностях деятельности ледников. Теоретически рассуждая, для объяснения тех или иных явлений оледенения необходимо привлекать очень большое число факторов, поскольку можно дробно расчленить понятия основных общих факторов — климата и рельефа. Но, несомненно, принципиально важное значение имеют указания на один или два-три главных фактора для объяснения выдающихся особенностей оледенения — как современного его состояния, так и его исторического развития. Такой метод широко используется в гляциологии. Так, например, характернейшая черта современного (малого) оледенения Северного Урала заключается в залегании (сохранении) небольших ледничков в карах на склонах восточной, а не западной экспозиции; она объясняется переванием снега с запада через гребни хребта (Алешков, 1935а, 1935б; Долгушин, 1963). Преимущественное развитие ледников на северных, а не южных склонах Кавказского хребта С. В. Калесник (1937, стр. 43) объясняет так: «Несмотря на более низкий уровень снеговой линии на южном склоне, ледников там меньше вследствие сравнительной крутизны и обрывистости склонов. В то же время северная сторона хребта спускается к степям более полого, рядом террас и наклонных плоскостей».

Приведем еще три примера алтайских ледников. Это особенно удобно сделать потому, что в данном случае можно воспользоваться специальным анализом взаимодействия факторов оледенения (Тронов, 1949; см. также карту-схему на рис. 12).

1. Ледник Потанина залегает на восточных склонах горного узла Табын-Богдо-Ола, спускается к очень сухим горным степям Монгольской Народной Республики; площадь его 50 кв. км (Сапожников, 1911, 1949). Этот ледник, самый большой и с самой высокой снеговой линией во всей Алтайской гор-

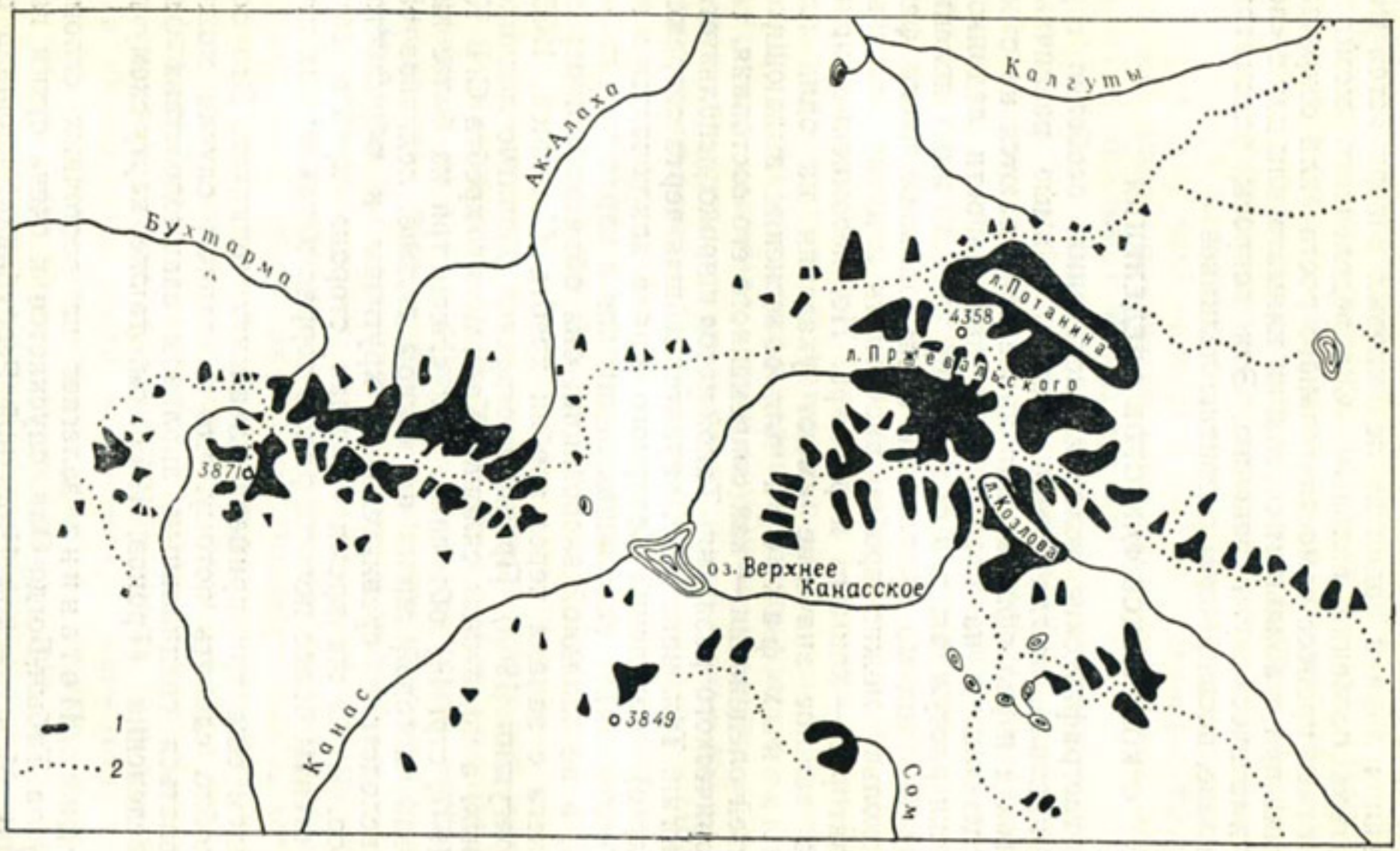


Рис. 12. Схема ледников восточной части Южно-Алтайского хребта (по Б. В. Тронову и М. В. Тронову) и горного узла Табын-Богдо-Ола (по В. В. Сапожникову).

1 — ледники, *2* — линия хребтов.

ной стране, кроме общих неблагоприятных климатических условий залегания, имеет еще невыгодную юго-восточную экспозицию и одностороннее (с правой стороны) питание. Ряд неблагоприятных условий существования ледника компенсируется расположением всего ледника на больших высотах (конец на уровне 2900 м), т. е. здесь имеется налицо влияние высоко поднятого базиса оледенения. Это и есть решающий фактор, обусловливающий режим малого стаивания ледника и способствующий сохранению им весьма крупных размеров.

2. Катунский ледник располагается в центральной части Катунского хребта на южном склоне горы Белухи; из него на высоте 1930 м вытекает сразу значительным потоком река Катунь. Это один из крупных и интереснейших ледников Алтая. Низко расположенный язык ледника и его южная экспозиция обусловливают интенсивное таяние, которое компенсируется чрезвычайно обильным снеговым питанием ледника. Катунский ледник обладает большой «гидрологической активностью» и придает Катуни с самого ее начала характер типичной ледниковой реки. Конечно, высота Белухи (4506 м) сама по себе достаточна, чтобы в условиях климата Центрального Алтая дать крупный ледник, даже при той самой неблагоприятной экспозиции, какую имеет Катунский ледник. Большая абсолютная высота Белухи является решающим фактором формирования ледникового узла, сосредоточенного около этой вершины. Но особенно важное значение для придания Катунскому леднику его выдающихся черт имеет эффект усиления действия высокого ветрового барьера, которым является сама Белуха, подходом с юго-запада глубокой Катунской долины: она служит руслом движения влажных воздушных масс. Этот эффект непосредственно подтверждается данными гидрометеорологических станций Катунь и Аккем, показывающими, что степень увлажнения южного склона Белухи почти в два раза больше, чем северного. В результате на южном склоне Белухи «энергия оледенения» достигает максимальной, по-видимому, для всего Алтая величины; Катунский ледник можно считать самым активным на Алтае.

3. Левый Аккемский ледник. Этот небольшой ледник расположен на одном из северных отрогов Белухи, формируется на подветренном склоне под верхней тундровой площадкой водораздела и представляет собой, несмотря на малые размеры, замечательный ледниковый феномен. Форма ледника, условия залегания, данные лежащей недалеко станции Кара-Тюрек — все это с несомненной убедительностью демонстрирует эффект перевевающего, сметающего и навевающего действия ветра с образованием ледника типа ветрового надува.

Число таких примеров, взятых, в частности, из материалов алтайских экспедиций, может быть намного увеличено. Они

имеют исключительно большое значение для определения характера и возможного максимального эффекта действия того или иного фактора оледенения. Таким образом, исследователь-гляциолог должен не только использовать такие случаи, но и специально выискивать их в общем, подчас огромном фактическом материале.

Представление о главном факторе оледенения, показанное в приведенных примерах, условно; ясно, что во всех рассмотренных случаях общие свойства климата и условия рельефа достаточно благоприятны для оледенения.

Высокоширотное положение Северного Урала и достаточная, даже значительная увлажненность местности являются необходимыми общими предпосылками для существования ледников, причем эти предпосылки очевидны. Без наличия этих условий сохранение современных ледников на невысоких хребтах Урала было бы невозможно. Интенсивный метелевый перенос является, по существу, лишь механизмом формирования ледников или, можно сказать, некоторой характерной чертой этого механизма. Но если бы не было такого механизма, то не было бы и ледников, и это дает нам право назвать метелевый перенос условно главным фактором современного оледенения Урала.

В аналогичном смысле можно применить представление о главном факторе к «объяснению» Катунского ледника: общее хорошее увлажнение массива Белухи объясняется легко; кроме того, общеизвестно, что этот массив особо выделяется среди гор Алтая по своей абсолютной высоте. Значит, особым (главным) фактором объясняются лишь некоторые, бросающиеся в глаза особенности Катунского ледника. Несколько иначе обстоит дело с «объяснением» ледника Потанина. Расположение на очень большой абсолютной высоте, в очень удобной для залегания ледника вмещающей форме рельефа (причем хорошо сохраняется соответствие между рельефом и оледенением) безусловно является очень важным фактором. Вместе с тем оценка климатической базы оледенения (данных непосредственных наблюдений нет) здесь трудна и сложна, так как на территории горного узла Табын-Богдо-Ола смешиваются черты весьма различных климатов. Неясна и гидрологическая активность ледника. Правда, из ледника вытекает бурный, летом непроходимый вброд речной поток, но продолжительность сезона большой абляции неизвестна. Однако обоснование указанного выше хотя бы условно главного фактора оледенения позволяет представить, в каких конкретных условиях рельефа климат района Табын-Богдо-Ола, сам по себе неизученный, способен поддерживать большое оледенение. Подобные выводы имеют очень важное значение в гляциоклиматологии. Возможность указать и обосновать тот или иной «сильный» фактор оледенения особенно по-

лезна в тех случаях, когда нет данных о комплексе факторов.

Но по самой сущности дела представление о главном факторе (даже условно) может быть распространено на все случаи оледенения лишь в том смысле, что всегда можно констатировать перевес в том или ином отношении одного фактора над другим. Но это представление нельзя использовать в качестве основного метода для объяснения хотя бы главных черт горного оледенения. Практически это значит, что те или иные особенности оледенения отдельного ледника могут быть логически объяснены подчеркнуто сильным воздействием отдельных свойств климата или элементов рельефа. Однако точное объяснение закономерностей становится действительно научным только при достаточно ясном представлении об общем комплексе влияния климата и рельефа.

Общая площадь сравнительно недавно открытого оледенения в истоках Индигирки (хребет Сунтар-Хаята) составляет 135 кв. км, но это оледенение дает реке ежегодно только около 60—65 млн. куб. м талой воды. Это очень немного, что можно видеть из сравнения, наример, с такими данными: ледники Актру на Алтае площадью 17 кв. км дают в год около 20 млн. куб. м талых вод, т. е. относительно гораздо больше, чем ледники Индигирки. Непосредственная причина заключается в том, что интенсивная абляция последних сосредоточена в промежутке времени около 20 дней, а общий период абляции составляет не более 1,5—2 месяцев. Непродолжительность абляционного периода есть частный гляциоклиматический показатель, благоприятный для сохранения ледников и в то же время определяющий их малую гидрологическую активность. Он становится вполне понятным, если учесть общие свойства ультраконтинентального климата Восточной Сибири, который в целом считается неблагоприятным для оледенения. Таким образом, должны учитываться неблагоприятные условия, уменьшающие общие размеры оледенения.

Нередко ориентировочный характер объяснений ледниковых явлений вызывается просто недостатком фактических данных исследований, так что весь комплекс факторов выпадает из внимания исследователя. Но в ряде случаев выделяющиеся черты феноменов оледенения особо ярко отражают действие одного-двух главных факторов. Практически важно использовать подобные случаи для исследования таких сочетаний климата и рельефа, которые могут становиться факторами «усиленного действия».

Специальное планомерное исследование ледниковых объектов «с особыми качествами» — это важный программный вопрос гляциологии, а также гидрологии, климатологии, геоморфологии горных стран. Необходимо, с одной стороны, проводить разносторонние и по возможности точные

наблюдения на максимально типичных ледниках, а с другой — осуществлять специальные наблюдения на «особых» объектах. Это, конечно, не ново, так как любые выдающиеся явления всегда привлекают внимание ученых. Но систематических исследований в этом плане пока недостаточно.

В качестве примера обратимся еще раз к Катунскому леднику на южном склоне Белухи. С точки зрения гляциоклиматологии Алтая очень важно подтвердить измерениями и выяснить условия выпадения возможно большего количества осадков, в частности, на высоких наветренных склонах. Однако крутые потоки Катунского ледника — это лишь пути достаточно трудных альпинистских восхождений, но никак не место для установки осадкомеров или для регулярных снегосъемок. Количество осадков на Катунском леднике может быть уточнено на основе измерений годичных фирновых слоев и при помощи методов гидрометрии. Возможная неточность расчетов не должна исказить сущности такой оценки, поскольку речь идет об очень большом количестве осадков и большом объеме аккумуляции. В самом деле, если годовая сумма осадков оценивается вполне надежно в 3000—3500 мм, то для характеристики климата и гидрологической активности ледников не так уже важно, выпадет ли, например, 3200 или 3300 мм. Это замечание имеет весьма общее значение. Если, однако, речь идет о знаке вещественного баланса ледников, то нужны более точные цифры. Необходима организация систематических наблюдений.

ОБ ОРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ БАЗЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Каждый исследователь-гляциолог, рассматривая условия оледенения, всегда указывает на основные черты климата и рельефа горной страны.

В качестве примера широкого обобщения многообразного комплекса факторов оледенения, т. е. для самой сжатой характеристики физико-географических условий оледенения, может быть предложено вспомогательное понятие об ороклиматической базе оледенения. В этом понятии объединяются основные черты климата и рельефа, одинаково важные для сохранения и развития ледников. В каждой ледниковой стране ороклиматическая база имеет свои особенности, свои отличия в зависимости от сочетания условий климата и рельефа, а также самих ледников и специфических взаимоотношений между ними. Определенный характер, свойства и размеры оледенения сочетаются с тем или иным типом ороклиматической базы. Поэтому применением такого понятия облегчается сопоставление физико-географических условий оледенения в разных странах.

Единством ороклиматической базы создаются общие основные свойства оледенения ледниковой страны. Однако это един-

ство всегда соровождается внутренними различиями и противоречиями, чем вызывается (в определенных рамках) разнообразие форм оледенения, встречающихся внутри страны.

В ходе исторического развития оледенения ороклиматическая база, вообще говоря, не может оставаться постоянной; она меняется вследствие медленной перестройки рельефа и климатических изменений. Изменения базы могут быть и быстрыми, почти скачкообразными, если, например, покрываются снегом и фирном (или освобождаются от него) сразу большие плато-образные поверхности.

Основные критерии для характеристики ороклиматической базы оледенения обычны; к ним должны быть отнесены: величина положительной разности оледенения; основные формы рельефа, с которыми связывается оледенение; основные показатели климата, определяющие питание и таяние ледников. Суть дела заключается в их совместном представлении. В порядке характеристики их действия необходимы указания и на те условия, которые противодействуют развитию ледников.

Обратимся к некоторым примерам характеристик ороклиматической базы оледенения в горных странах.

Оледенение Альп обеспечивается влажным полуморским климатом с большим количеством осадков в ледниковой зоне (около 3000 мм) вплоть до самых больших высот. Климат не слишком теплый, и выше 3000 м осадки выпадают почти исключительно в твердом виде. Столь же важен и рельеф, обработанный эрозионными процессами, в частности гляциальными, в виде многочисленных вогнутых форм разных масштабов. Такое сочетание условий рельефа и климата представляет собой некоторую весьма типичную ороклиматическую базу оледенения. В прежнее время исследователи искали в любых ледниковых странах повторения такой связи. Но сейчас мы знаем, что это не так; ороклиматическая база оледенения в горных странах может быть совсем непохожа на альпийскую.

Во время ледникового периода база оледенения в Альпах была существенно иной: питание ледников осуществлялось в большей степени не на склонах гор, а на поднятых подпруженных поверхностях ледниковых покровов.

Опыт теоретического обоснования ороклиматической базы оледенения горного Алтая подробно изложен в книге автора «Очерки оледенения Алтая» (1949). Детальные наблюдения, проводимые на некоторых ледниках Алтая начиная с 1957 г., общих положений не изменили. Ороклиматическую базу оледенения Алтая образуют основные черты континентально-циклонического западносибирского климата и достаточно высоко поднятые альпийские формы рельефа. Этим создается значительное сходство с базой оледенения в Альпах. Соотношение между абсолютными высотами хребтов и свойствами климата

такое, что большое оледенение приурочено к наиболее высоким орографическим узлам, но, с другой стороны, благодаря метелевому переносу снега малые формы оледенения могут располагаться на сравнительно невысоких хребтах.

Характерным и важным свойством и особенностью алтайской базы оледенения является ее полная перестройка при сниженном положении снеговой линии, которое имело место в прежние времена. Тогда «вступали в строй» обширные плоскогорья Алтая и высоко поднятые широкие волнистые водоразделы; в узких же долинах аналогично Альпам, но в меньшем масштабе происходило подпруживание льда, поднимавшее поверхность ледников. Древнее оледенение Алтая имело весьма благоприятную ороклиматическую базу и получило громадное развитие, хотя при этом роль ограниченно развитых альпийских форм явно отступала на второй план. Можно сказать в общем, что имеется значительное сходство основных характеристик ороклиматической базы оледенения в Альпах и на Алтае.

Обширные территории Средней Азии характеризуются сухим континентальным климатом, который сам по себе не может служить «базой» для оледенения. С. В. Калесник пишет (1937, стр. 84):

«Климат Средней Азии континентальный, причем сухие области подходят здесь нередко вплотную к линии вечных снегов — характерная особенность, на которую указывал еще А. Пенк. Печать континентальности лежит на огромных просторах, сообщая им своеобразные черты, пробивающиеся сквозь самые разнообразные местные наслоения. Когда все же говорят, что в Средней Азии можно различать несколько климатических провинций, то это следует понимать в том смысле, что речь идет не о каких-то особенно резко дифференцированных областях, а только о модификациях климата, колеблющихся в известных пределах вокруг «оси континентальности». Применяя биологический термин, скажем, что климаты Средней Азии — это только разновидности, но отнюдь не отдельные виды».

Потенциальные климатические возможности для оледенения в горах Средней Азии создаются общим приносом влаги в толще тропосферы, который весьма велик и количественно эквивалентен (по данным Главной геофизической обсерватории) годовому слою осадков, равному 47 000 мм, в стокилометровой наветренной зоне. Механизм выпадения осадков, достаточно сильный для обеспечения питания ледников, в условиях Средней Азии может создаваться только очень высокими горами. Но хребты Тянь-Шаня и Памира этому условию удовлетворяют и действительно «извлекают» из атмосферы значительную часть (примерно 13%) влаги, и притом преимущественно в виде твердых осадков.

Специфическое значение для ледников Средней Азии имеет гидрологическая сторона комплексной физико-географической базы оледенения. Суть дела в том, что горные снега и ледники являются основным источником питания рек Средней Азии и, следовательно, источником влаги для орошения плодородных земель. Кроме того, испарившаяся влага в большой мере в процессе местной циркуляции возвращается ледникам. Теоретическое изучение базы оледенения приобретает в данном случае и непосредственное практическое значение, и большой научный интерес.

Ороклиматическая база оледенения Кавказа, несмотря на общее влияние западных течений в свободной атмосфере, характеризуется неоднородностью и неодинаковостью, если сравнивать запад и восток кавказских областей оледенения. Об этом свидетельствуют и большие различия в высоте снеговой линии: от 2500 до 4000 м в разных местах Главного Кавказского хребта. Согласно классификации В. Пашингера (1916), Кавказский хребет в отношении расположения снеговой границы не принадлежит к одному типу: запад и средняя часть хребта — это «альпийские горы» со средней абсолютной ее высотой и большим относительным превышением хребтов, а восточная область относится к «высокогорным районам» с большой абсолютной высотой снеговой линии и уменьшенной относительной высотой хребтов.

С. В. Калесник следующим сравнением подчеркивает двойственность природы оледенения Кавказа (1937, стр. 55): «В отношении оледенения западная половина Кавказа — это еще Альпы, но восточная — это уже Туркестан». В известной степени нарушается и однотипность исторического процесса эволюции оледенения на территории Кавказа: ледники на его востоке сокращаются как бы слишком быстро. Очень быстро угасают малые ледники в карах южной экспозиции (Г. К. Тушинский, 1963). Благоприятная для оледенения роль каров сохраняется лишь при северной их экспозиции. Отсюда вытекает, что оценка роли типичного морфологического фактора также существенно важна даже для самой общей характеристики базы оледенения.

В общей оценке ороклиматической базы оледенения необходимо и указание на основные генетические черты климата, в частности на циркуляционные условия его формирования. Без этого указания в любой горной стране не могут быть поняты многообразные вариации климата, явления вертикальной зональности, а также образование климатических границ и формирование граничных климатических областей. Последние возникают в горах в результате неизбежного соприкосновения разных типов климата, так или иначе связываются с расположением горных хребтов, а с ними в свою очередь связываются очаги оледенения. Кроме того, знание условий формирования климата совершенно необходимо для понимания причин и условий изменений и коле-

баний ледников и длительного развития оледенения. Очень важна также (если только имеются соответствующие данные) оценка общих запасов влаги, приносимой воздушными течениями к наветренным склонам горного поднятия. Если горы высоки, то такие данные ближе к вопросам питания ледников, чем сведения об осадках на прилегающих к горам равнинах или даже в глубоких горных долинах. Справедливость этого положения хорошо иллюстрируется примером гор Средней Азии, но оно применимо и для других горных районов.

В заключение заметим следующее. Если коротко осветить основные черты взаимодействия факторов оледенения в горной стране, то такое описание будет важно в трех отношениях: 1) при сравнении разных областей оледенения; 2) при анализе различных, иногда многообразных вариаций условий оледенения внутри горной страны; 3) для понимания исторического хода развития оледенения. Употребление при этом термина «ороклиматическая база» нельзя считать обязательным: сущность дела от этого не меняется. Термин просто представляется удобным и хорошо соответствующим тому содержанию, которое практически нужно вложить в самую обобщенную характеристику условий оледенения.

Наконец, еще одно существенное замечание. Выделение базы оледенения, охарактеризованной немногими чертами, отнюдь не должно означать пренебрежение всем комплексом физико-географических условий оледенения, необоснованное упрощение или схематизацию вопроса. Принципиально дело обстоит как раз наоборот. Нельзя полностью обосновать базу оледенения без общего анализа физико-географических условий его существования. С другой стороны, даже предварительное общее обоснование базы оледенения может стать важной направляющей нитью в дальнейших детальных анализах оледенения горной страны.

* *
*

Настоящая глава по своему содержанию относится, очевидно, не только к гляциологии, но и к климатологии. В самом деле, в ней описываются климатические условия ледниковых районов, причем надо сказать, что именно гляциологические исследования по программам Международного геофизического года дали очень многое в смысле познания климатов труднодоступных районов земного шара. Вопрос о факторах оледенения также является климатологическим, так как речь идет о характере и территориальных масштабах различных проявлений климата в связи с орографическими условиями и с наличием ледников.

Особенно же надо подчеркнуть климатологическое значение комплекса вопросов о взаимодействии между климатом и оледенением, точнее, климатом, рельефом и оледенением. Климатолог,

если он не вникнет в сущность этого взаимодействия, не сможет понять и объяснить основные свойства высокогорных климатов. Еще яснее это положение обосновывается в главе, посвященной учению о снеговой границе и хионосфере.

Важно еще отметить, что физико-географические условия оледенения — это одновременно условия формирования речного стока в высокогорных районах и вообще в ледниковых странах. Чтобы понять формирование и режим стока, когда истоки рек связаны с ледниками и снежниками, чтобы организовать соответствующие стационарные наблюдения и исследования, недостаточно, очевидно, иметь только данные о таянии ледников — необходима полная ориентировка в комплексе физико-географических условий оледенения.

Глава о физико-географических условиях оледенения относится к области контакта между гидрологией, климатологией и гляциологией. Эта мысль о взаимных контактах между тремя смежными дисциплинами будет последовательно развиваться во всей книге.

Глава вторая

СНЕГОВАЯ ГРАНИЦА И ХИОНОСФЕРА

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

Учение о снеговой границе, или линии, является важным связующим звеном между климатологией, гляциологией, гидрологией и геоморфологией горных стран. Значение данных о высоте снеговой границы и связанных с ней явлениях в вопросах палеогеографии разностороннe и общеизвестно. Вместе с тем в последние годы стали хорошо известны некоторые обстоятельства, которые на первый взгляд снижают значение понятия «снеговая граница». Она на ледниках может не фиксировать нулевой баланс аккумуляции—абляции и не совпадать с так называемой линией равновесия, которой придается большое значение (см., например, Пальгов, 1958; Забиров, 1962 и др.). Констатировано, что во многих случаях благодаря лавинам и метелевому переносу снега ледники могут залегать на уровнях, резко сниженных по сравнению с «нормальной» высотой снеговой границы. Бывает и наоборот: в областях свевания снега с открытых мест ледники могут залегать на высоких уровнях, не спуская своих концов ниже снеговой зоны. Можно упомянуть и о карах; образование их представляет типичный геоморфологический процесс для зоны снеговой границы, но оно может происходить значительно ниже или выше.

Таким образом оказывается (впрочем, это не ново), что положение снеговой линии не имеет абсолютно определяющего значения для высотного уровня развития ледников и других процессов, связанных с длительным залеганием и накоплением масс снега. Тем не менее приведенные примеры (в них есть и много нового) указывают лишь на большую сложность проблемы снеговой границы, отнюдь не уменьшая и не ограничивая ее научного значения.

В комплексе точных гляциологических исследований в период Международного геофизического года проблема снеговой гра-

ницы не выдвигалась на первое место. Причина понятна: данные о положении видимой сезонной снеговой границы еще не позволяют сделать точного пересчета на количественные показатели вещественного и теплового баланса ледников. Но, с другой стороны, разнообразные точные измерения на ледниках не снижают, а повышают значение данных о снеговой границе благодаря уточнению связей ее как с метеорологическими условиями, так и с балансом и общим состоянием самих ледников. Такие задачи советской гляциологии, как создание региональных научных описаний районов оледенения вместе с каталогом ледников СССР, крупные теоретические обобщения требуют самых широких сведений о снеговой границе.

Разностороннее значение учения о снеговой границе широко освещается в книге С. В. Калесника «Очерки гляциологии» (1963).

Высокие горы даже в тропических странах бывают покрыты вечными снегами и ледниками. Нижняя граница нестаивающих в теплое время года снежных скоплений (но не ледниковых языков, которые могут спускаться много ниже) носит название *снеговой границы*. Это самое общее представление о снеговой границе, но оно должно быть в дальнейшем уточнено и связано с явлениями оледенения. В то же время это определение сохраняет принципиальное значение и в таком упрощенном виде; кроме того, должны быть выделены *разновидности* снеговой границы. Снеговая граница называется также *снеговой линией*, ибо разделяет участки земной поверхности, покрытые и не покрытые снегом в летнее время, а на ледниках она называется *фирновой линией*.

На высоте снеговой линии имеет место некоторое равновесие между приходом и расходом твердых осадков. В жарких странах на низких уровнях снежный покров отсутствует вовсе. Однако на достаточно высоких горных массивах и в экваториальном, а также в тропическом поясе может быть достигнута зона равновесия между выпадением и таянием твердых осадков; выше ее будут располагаться шапки вечных снегов. Ниже зоны после стаивания снега еще остается некоторый запас теплого времени. Само собой разумеется, что в тропических странах вечные снега располагаются на бóльших абсолютных высотах (выше 4000 м), чем в среднеширотном поясе. Наоборот, в полярных странах снеговая линия может опускаться низко; в Антарктиде, а частично и в Арктике по причине очень холодного климата снега и льды распространяются до уровня моря.

Снеговая линия — явление прежде всего (но не только) климатическое, ибо это есть высотная климатическая граница, но, конечно, граница не только температурная: для появления снеговой границы на горном склоне нужен не только холод, но и снег, который и накапливается выше снеговой линии. Располо-

жение ее на большей или меньшей высоте над уровнем моря определяется комбинацией свойств климата, главным образом температурными условиями и количеством твердых осадков. В свою очередь по высоте снеговой линии можно судить о свойствах климата, об их изменениях в пределах территории той или иной горной страны, а также можно сравнивать между собой климатические условия разных стран.

В то же время снеговая линия есть явление ледниковое. Снеговая, или иначе фирновая, линия делит поверхность ледника на две части: верхнюю, область питания ледника, где происходит накопление, или аккумуляция, снега (твердых осадков), где приход твердых осадков больше их расхода, и нижнюю часть, где происходит стаивание притекающих сверху масс льда. Поэтому изучение снеговой, или фирновой, линии на ледниках представляется совершенно необходимым для понимания ледниковых процессов, условий зарождения и закономерностей развития ледников.

Исключительно большое значение вопросов о снеговой линии видно из того, что ни одно исследование ледниковых областей, частное или общее, относящееся к современным или минувшим ледниковым явлениям, не может обойтись без характеристики снеговой линии. Это же самое относится и к климатологии горных стран и к изучению тех климатов прошлого, с которыми связывалось большое развитие оледенения. Точно так же в гидрологических, геоморфологических и геологических исследованиях многих районов земного шара, затем вообще в изучении многих типов ландшафтов, как современных, так и древних, с той или иной целью используются данные о снеговой линии. Со снеговой линией связывается особый «геоморфологический уровень» (Марков, 1948), где происходит интенсивное и своеобразное развитие горных склонов. Близ уровня снеговой линии располагаются снежные скопления с различной степенью устойчивости, таянием которых в большой мере определяется режим горных рек. Изучение высокогорных климатов, по существу, невозможно без использования данных о снеговых границах.

Скопления масс снега, фирна и льда образуются на земной поверхности. Но для этого необходимо, чтобы она соприкасалась с достаточно холодной атмосферой, где должно иметь место преимущественное образование и выпадение снега, но не дождя. Такой слой атмосферы, который способен вызывать появление вечных снегов и ледников на земной поверхности, называется хионосферой, что в переводе с греческого означает «снежная сфера». Строгое определение понятия «хионосфера» будет дано несколько ниже. Хионосфера окружает Землю сплошной оболочкой, расположенной высоко (нижняя граница 4000—6000 м) в жарких странах и опускающейся низко в полярных странах. С. В. Калесник (1939, стр. 28) пишет: «Непрерывную

теоретическую хионосферу можно уподобить непроявленному фотографическому снимку. Для того чтобы она стала реальной, необходимо, чтобы в ее пределы оказались поднятыми участки земной поверхности, на которых она отпечатывается, делается видимой».

Хионосфера не может простираться вверх бесконечно высоко, так как на больших высотах в атмосфере водяных паров становится слишком мало, а небольшое количество снега неминуемо растает под сильным действием солнечных лучей или же испарится. Следовательно, хионосфера, кроме нижней граничной поверхности, должна иметь и верхнюю границу; только горные хребты Земли ее обычно не достигают.

Здесь следует оговориться, что некоторые гляциологи считают понятие «хионосфера» ненужным, так как в гляциологии практически всегда приходится иметь дело с границей снега на земной поверхности, а не в атмосфере. В сборнике «Материалы гляциологических исследований», № 7 за 1963 г. под названием «Хроника, обсуждения» помещен ряд статей, в которых рассматривается вопрос о том, «нужна ли хионосфера». Не вдаваясь в эту дискуссию, заметим, что в дальнейшем изложении вопросов гляциоклиматологии нами использовано понятие «хионосфера» и что введение этого термина представляется безусловно целесообразными.

Термин «хионосфера» введен в науку в 1939 г. С. В. Калесником, который связал свойства хионосферы с образованием ледников. Однако само представление о «морозном слое» атмосферы было обосновано еще М. В. Ломоносовым в его сочинении «О слоях земных» (1763; 1949, стр. 21). М. В. Ломоносов так объясняет суровость климата Тибета:

«Кому расстояние вечной зимы, то есть холодного слоя атмосферы, от нижней земной или от морской поверхности известно, тот не будет сомневаться о причине толь холодного растворения воздуха в Тибете, в рассуждении других мест, на одной широте с ним положение имеющих. Не обинуясь скажет, что Тибет возвышен много далее равновесия морской поверхности; стоит в приближении морозного слоя атмосферы, в котором снег и град родятся; и из коего, не взирая на летние жары, не токмо в наших краях, но и под самым жарким поясом сверху упадают, заподлинно уверяя, что лютая зима беспрестанно господствует недалече над нашими головами. Отстояние ее показывают завсегда льдом и снегом покрытые гор вершины. По сему искусные астрономы и географы измерили, что под Екватором морозный слой атмосферы отстоит близко четырех верст от равновесия морской поверхности. Около полярных поясов, то есть на $66^1/_2$ градуса, лежит уже на земле. Сие соединение переменяется, отдиляясь от оного пояса летом к северу, зимою к полудню; так что тут зима, где морозный слой атмосферы до земли досягает».

О горных хребтах Южной Америки М. В. Ломоносов пишет так (1949, стр. 23): «Главную вершину сия части составляют Корделиерские горы, коих самые главы выше облаков далече в морозную атмосферу восходят; и, несмотря что многие из них беспрестанно дым, а не редко и огонь из себя выбрасывают, стоят покрыты беспрестанно снегом».

Отметим, что в словах Ломоносова основное внимание уделено именно хионосфере как атмосферному слою мороза и снега, ее общеклиматическому значению; снеговая линия на земной поверхности есть важное, но не единственное проявление «морозного слоя» атмосферы. Представление об этом слое М. В. Ломоносов применял для объяснения не только суровых, но и очень умеренных климатов. Приведем еще следующие слова М. В. Ломоносова (1949, стр. 23), относящиеся к характеристике климата «провинции Квито»: «Между сими горами лежит провинция Квито, имея возвышение между морским горизонтом и между пределами мерзлой атмосферы на половине, то есть от обоих отстоит около двух верст: и для того растворением воздуха пользуется умеренным как во Франции, хотя лежит под самым Екватором».

Выраженная в этих словах мысль великого ученого сохраняет свое принципиальное значение и в настоящее время. Суть дела в том, что особенности вертикальных ландшафтно-климатических поясов определяются не только «возвышением» над уровнем моря, но и расстоянием от хионосферы.

Можно сказать, что понятие «хионосфера» естественным образом сближается с вопросами горной климатологии, а также сравнительно молодой отраслевой дисциплины аэроклиматологии. С точки зрения гляциоклиматологии важно отметить, что свойства самой хионосферы над большими ледниками могут существенно изменяться вследствие близости к постоянно холодным снежно-фирново-ледяным поверхностям. Таким образом, общее физико-географическое значение понятия о снеговой линии еще существенно расширяется представлением о хионосфере:

1) это реально существующий слой атмосферы, высота расположения и свойства которого являются некоторой особой характеристикой климатов земного шара;

2) представление о хионосфере особенно может быть применено при исследованиях горных и полярных стран, хотя бы без реальной снеговой линии, где хионосфера располагается сравнительно невысоко над земной поверхностью;

3) само представление о снеговой линии настоятельно требует обоснования ее «атмосферной базы».

Комплекс явлений, связанных с появлением вечных снегов на земной поверхности и образованием снеговой линии, весьма сложен и разнообразен. Так, например, фирновая линия, разделяющая области питания и абляции большого ледника, и группа

снежников на склоне представляют собой совсем разные явления, хотя и относятся оба к зоне снеговой границы. Никоим образом этот комплекс не может быть объяснен просто соприкосновением земной поверхности с хионосферой. В связи с этим следует остановиться на строгом основном определении снеговой линии (или границы) и на вопросе о ее разновидностях.

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПОНЯТИЙ «СНЕГОВАЯ ГРАНИЦА» И «ХИОНОСФЕРА»

Высота снеговой границы обусловливается отношением климата той или иной местности к оледенению, степенью его благоприятствования развитию ледниковых процессов. В то же время по высоте расположения снеговой линии можно судить об общих свойствах климата, о его изменениях внутри горной страны. Сопоставление высот снеговой линии на склонах разных хребтов и в разных горных странах чрезвычайно важно для общего описания условий оледенения на земном шаре. Поэтому понятие о снеговой линии, или границе, есть типичное и очень важное *гляциоклиматическое* понятие. Относящиеся сюда определения и термины должны быть, следовательно, согласованы и с климатологией и с гляциологией, не должны противоречить основным понятиям и методическим приемам, которые установились в этих дисциплинах.

Фактически в определениях и терминах, относящихся к учению о снеговой границе и встречающихся в литературе по гляциологии и по климатологии, наблюдается и множественность и противоречивость. С. В. Калесник (1961, стр. 97) пишет так: «Исторически складывалось так, что новая терминология и новые варианты прежних определений возникали, а старые термины с прежним содержанием оставались. И в наше время собрание терминов, касающихся снеговой границы и применяемых в гляциологической литературе, напоминает музей, в котором все тщательно хранится, но попыток переоценки и систематизации «экспонатов» почти не делается».

Приведем сначала формулировки и определения, предложенные С. В. Калесником (1939, 1948) и надолго вошедшие в литературу. Они несколько видоизменены в более поздних работах С. В. Калесника (1961, 1963).

1. Климатическая снеговая граница теоретически есть тот высотный уровень, где на горизонтальной и незатененной площади выпадает в течение года ровно столько твердых осадков, сколько стаивает и испаряется.

Теоретическая, или климатическая, снеговая граница является вместе с тем нижней границей хионосферы. В это представление внесено теперь существенное изменение (см. ниже).

2. Хионосфера есть слой атмосферы, обладающий тем свой-

ством, что на горизонтальную незатененную поверхность, поднятую в его пределы, выпадает в течение года больше твердых осадков, чем может растаять или испариться.

Иначе можно сказать, что хионосфера обладает климатическими свойствами, обеспечивающими положительный баланс приходо-расхода твердых осадков на горизонтальной и незатененной поверхности.

Хионосфера имеет не только нижнюю, но и верхнюю границу.

3. Истинная (новый термин «видимая») снеговая граница — реально наблюдаемый на местности вариант климатической границы. Она отражает не только общие климатические условия, но и условия того места, где залегает (в частности, экспозицию склона). Она представляет наивысшее положение сезонной снеговой линии, до которого отступает летом снежный покров на склоне.

Снеговую линию на ледниках, разделяющую области питания и абляции ледников, называют фирновой линией, или границей, так как старый снег неизбежно превращается в фирн.

4. Орографической снеговой линией называется нижний высотный предел расположения постоянных снежно-фирновых скоплений, которые образуются и сохраняются по причине особо благоприятных условий рельефа, причем иногда значительно ниже снеговой линии на ледниках.

5. Границей оледенения называется верхний предел высоты вершин, еще не несущих на себе вечных снегов, или также нижний предел высоты снеговых вершин; практически это среднее из той и другой величины. Граница оледенения, если и неполностью, то во всяком случае в большой степени освобождается от влияния орографических условий, подчиняясь климату.

Граница оледенения по сравнению со снеговой линией имеет несколько иное самостоятельное значение. Заметим тут же, что в позднейших работах (1961, 1963) С. В. Калесник отказывается от названия «истинная снеговая граница», считая более правильным называть ее «видимой». Среднее многолетнее ее положение определяет климатическую снеговую линию. Понятие «теоретическая снеговая граница» вообще излишне, так как это есть просто нижняя граница хионосферы.

Другие, в общем довольно многочисленные определения снеговой линии имеют неодинаковую ценность и вносят в представление о ней лишь немного нового. А. И. Воейков в своем сочинении «Климаты земного шара, в особенности России» (1884) подчеркивает, что «снежная линия» есть некоторый средний уровень и что она представляет собой частный случай границы снега на горных склонах в конце лета и в начале осени.

Л. С. Берг (1938), а также Р. Клебельсберг (1948) за основу представления о снеговой границе принимают ту действительную высотную линию, выше которой в горах выпадает больше снега,

чем стаивает или испаряется. Л. С. Берг (1938) дает следующее определение снеговой границы: «Под именем климатической границы понимают ту высоту, над которой в самое теплое время года площадь, покрытая снегом, больше площади непокрытой. Орографическая граница — это та, которая обусловлена орографическими особенностями».

В «Курсе климатологии» Б. П. Алисова, О. А. Дроздова и Е. С. Рубинштейн (1952, стр. 200) снеговая линия определяется так: «Снеговой линией, или линией вечного снега, называется высота, выше которой больше половины видимой окрестности покрыто нестаивающим снегом, который, следовательно, превращается в фирн... Различаются климатическая и орографическая снеговая линии. О первой можно говорить для ровных, не слишком крутых участков склона. На крутых же склонах падение лавин вызывает перераспределение снега, в результате которого возможно как образование снежников в лощинах, так и оголение скал на большой высоте». Явная нечеткость этих определений, конечно, связывается с тем, что в климатологии вообще слабо используются данные о снеговых границах в горах.

Специальная геоморфологическая характеристика (или признак) снеговой линии дана в ее определении И. С. Щукиным (1933, стр. 207): это есть высотная линия, «которая ограничивает снизу нивальную зону и выше которой в условиях данного климата снег и лед становятся формирующими факторами». Это положение подробно разрабатывается К. К. Марковым (1948): развивая учение о геоморфологических уровнях, автор особо выделяет «уровень снеговой границы», которая характеризуется определенным типом геоморфологического процесса.

Едва ли есть необходимость еще приводить определения снеговой линии. Они в целом не являются достаточно четкими. Ведь в самом деле, беря за основу тот или другой вариант, исследователь неизбежно по-разному определит высоту снеговой линии на одном и том же склоне. Средний уровень начала вечных снегов (по А. И. Воейкову) и высота, где снега занимают половину площади, — это не одно и то же. Что нужно понимать под «самым теплым временем года» (по Л. С. Бергу)? Ведь положение снеговой линии на склоне устанавливается в конце или начале осени, а не в самом теплом месяце. Совершенно правильно это обстоятельство подчеркивает А. И. Воейков. Определение снеговой линии в упомянутом выше «Курсе климатологии» носит лишь описательный характер и не является строго научным. В конечном итоге приведенные выше определения снеговой линии и ее разновидностей по С. В. Калеснику лучше всего отразили утвердившееся в гляциологии понятие снеговой линии. Но затем потребовались новые разработки относящихся к этой проблеме вопросов. Надо заметить, что они так или иначе затрагиваются в очень многих работах и учебных руководствах по гляциологии,

климатологии и смежным дисциплинам. Довольно подробно учение о снеговой границе излагается в курсе «Общей геоморфологии» И. С. Щукина (1960). Много интересных данных можно найти в книге Г. К. Тушинского «Ледники, снежники, лавины Советского Союза» (1963). Еще подробнее излагается этот вопрос в книге С. В. Калесника «Очерки гляциологии» (1963). Специально исследуется вся проблема в книге «Вопросы связи между климатом и оледенением» (Тронов, 1956). В настоящей монографии проблема рассматривается не столь детально, но зато на основе новейших данных.

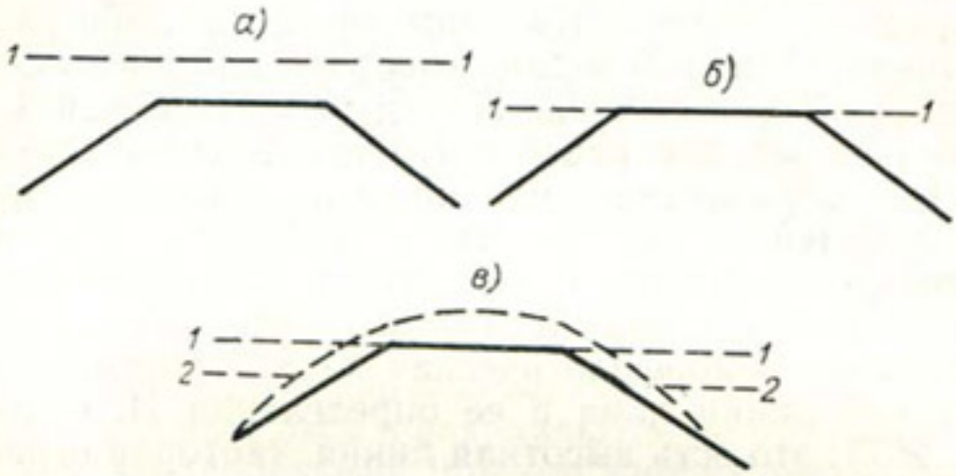


Рис. 13. Схема образования снеговой линии.

а — вечные снега еще не образуются, *б* — начало накопления снега и фирна на верхней площадке, *в* — образование ледников и снеговой (фирновой) линии на них. *1—1* — уровень образования вечных снегов. *2 — 2* — снеговая линия.

Остановимся подробнее на самом процессе образования снеговой линии. При этом будем иметь в виду относительно равномерное отложение снега на открытой местности, а не навевание его масс ветром в углубления склона. В указанных «классических» определениях снеговой границы приводятся такие условия ее образования, которые «освобождают» снеговую линию от влияния рельефа и тем самым делают ее собственно климатической границей. Этим как бы гарантируется климатологическая сопоставимость данных о снеговых границах в разных горных странах, на разных хребтах и в различных условиях. Исходя из условий «горизонтальности и незатененности», которые указываются в основном (первом) определении снеговой линии, мы и проследим за процессом ее образования.

Пусть некоторая незатененная горизонтальная поверхность (плоская вершина, плоский верх хребта) поднята высоко, но несколько ниже границы хионосферы. Снежный покров на этой поверхности держится долго, но не все лето. Для появления оледенения необходимо еще некоторое изменение климата, такое, чтобы еще несколько снизился уровень залегания вечных снегов (рис. 13).

В то лето, когда опускающаяся хионосфера коснется нашей площадки (т. е. верха хребта), последняя останется покрытой нерастаявшим снегом. Произойдет, следовательно, изменение «подстилающей» (по отношению к атмосфере) поверхности: вместо каменной поверхности возникает снежная поверхность, постоянно холодная и сильно отражающая лучи; теперь приход твердых осадков станет больше расхода. Этого обстоятельства достаточно, чтобы вызвать дальнейшее «самонарастание» шапки снега, даже если больше не будет нового, благоприятного для оледенения изменения климата. Мы так и предположим, что опускание хионосферы прекращается после совмещения ее нижней границы с уровнем нашей площадки.

Все новые и новые слои снега и фирна будут накапливаться на нашей площадке, увеличивая мощность возникшего ледникового образования. Уровень площадки должен был бы повышаться вплоть до верхней границы хионосферы, но фактически накопление снега и фирна и поднятие уровня будут ограничиваться растеканием фирново-ледяной массы по склонам площадки. Эта центральная площадь будет покрыта снежно-фирново-ледяной шапкой большей или меньшей толщины в зависимости от ее размеров. Сверху она должна быть покрыта снегом, ибо вся ее верхняя поверхность лежит выше прежнего уровня площадки, т. е. выше нижнего уровня хионосферы. Снеговая же линия неизбежно перейдет на склоны и теперь будет реально представлена на более или менее наклонной поверхности ледника (ледниковых языков) по сторонам площадки. Вообще говоря, она будет расположена не на уровне каменного основания последней, т. е. не на уровне нижней границы хионосферы, по причине изменившихся условий выпадения и таяния снега: появится влияние экспозиции и крутизны склонов, неизбежным станет воздействие рельефа склонов, а также перераспределения осадков сложными воздушными потоками. Сохранение одинакового уровня снеговой линии на разных склонах станет маловероятным и может считаться лишь частным случаем.

Несомненно, что появление вечных снегов на сложно расчлененных склонах и на острых вершинах может в значительной мере не подчиняться приведенной здесь схеме. Однако эта схема как раз соответствует тем условиям, с которыми связывается приведенное выше определение снеговой границы, вошедшее в литературу в качестве основного. Кроме того, построенная схема базируется на твердо установленных физических законах, получающих свое отражение во всей совокупности ледниковых явлений. Из нее вытекают некоторые важные принципиальные выводы, заставляющие внести изменение и в само определение снеговой линии.

1. Реальная снеговая линия есть ледниковое явление, и

это должно быть отмечено в ее основном определении. Она не может быть представлена в отрыве от оледенения, не может рассматриваться как явление только климатическое.

2. Снеговая линия как высотная граница образуется на ледниковой, не на каменной подстилающей поверхности, притом на наклонной, не горизонтальной.

Тем не менее большое практическое значение имеют определения высоты снеговой линии на плоских, мало наклонных поверхностях больших горных и полярных ледников. В случае ледниковых покровов эта поверхность может быть сколь угодно близка к горизонтальной; положение снеговой линии на ней тогда определится изменением климата в горизонтальном направлении. Однако основное представление о снеговой линии как высотной границе остается в силе.

3. Снеговая линия есть результат взаимодействия земной поверхности с атмосферой в области хионосферного слоя, но она не является просто линией касания нижней границы хионосферы с земной поверхностью. Высота ее, следовательно, во всех случаях зависит и от климата, и от рельефа, а сверх того испытывает влияние самого ледника.

4. Если для ледника нужна снеговая линия, то и, наоборот, для снеговой линии как высотной границы нужен ледник, т. е. необходимо возникновение наземной поверхности ледникового процесса, хотя и вызванного соответственным изменением ледника.

5. В применении к снеговой линии на земной поверхности вообще должно быть отвергнуто понятие теоретической снеговой границы.

Надо заметить, что последнее понятие вообще не обладает достаточной четкостью, и это обстоятельство было, а отчасти и сейчас остается слабым местом в учении о снеговой линии и хионосфере. С. В. Калесник (1961, стр. 99) пишет: «Следуя совету Тронова, надо отделить понятие теоретической снеговой границы от понятия климатической снеговой границы, которые до сих пор считаются синонимами. Первый термин вообще не нужен, так как он полностью совпадает с понятием нижней границы хионосферы».

Основное («балансовое») определение снеговой линии, если опустить условие горизонтальной и незатененной поверхности, можно сформулировать следующим образом: *снеговая линия — это та высотная граница на ледниковой поверхности, где в течение года выпадает столько твердых осадков, сколько может растаять и испариться.*

Такое определение является одновременно гляциологическим и климатологическим, ибо оно отражает связь формирования ледников с климатическими условиями. Но оно требует некоторых дополнительных замечаний.

1. Определение названо балансовым в том смысле, что снеговая линия совпадает с уровнем нулевого баланса твердых атмосферных осадков (С. В. Калесник, 1961, стр. 98). Однако на самом деле на поверхности ледника могут быть различимы две линии или зоны нулевого баланса:

1) собственно снеговая линия располагается там, где как раз успевает растаять весь выпавший снег (все твердые осадки); это есть линия нулевого баланса снегонакопления—снеготаяния;

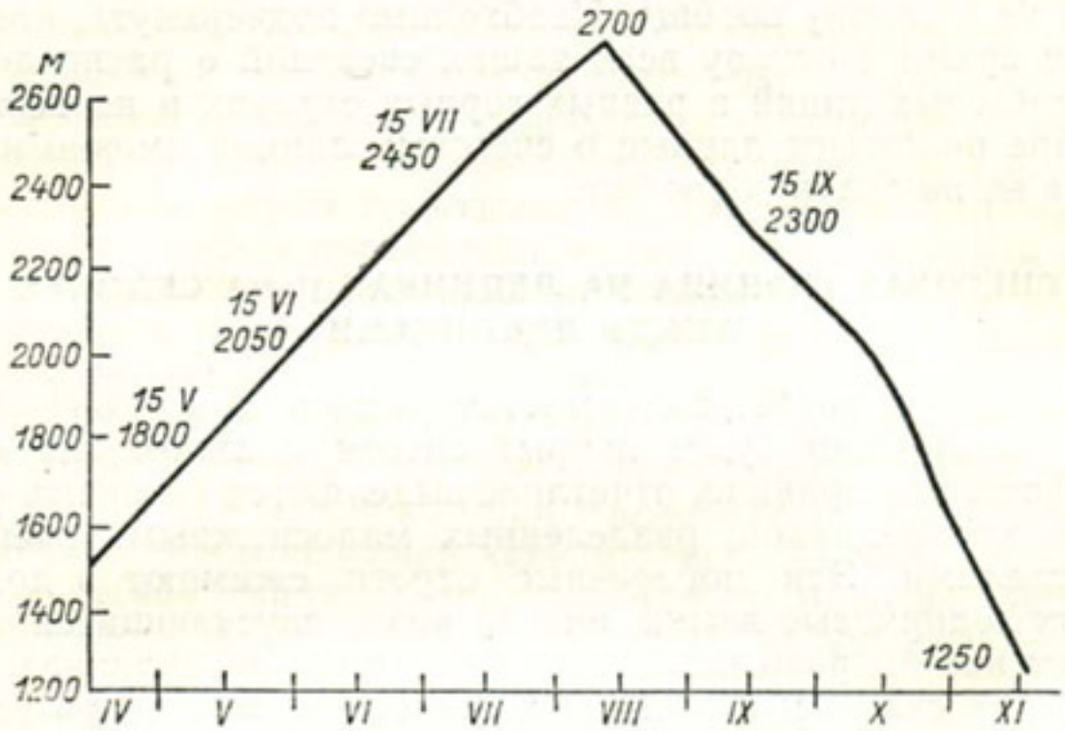


Рис. 14. Сезонное изменение высоты снеговой линии для области Зонниблика (по Мареку).

2) но иногда не все талые воды стекают на низкие уровни; намерзая на ледниковой поверхности, они образуют некоторую приходную часть ее вещественного баланса. Линия нулевого баланса снега и льда опускается, таким образом, несколько ниже собственно снеговой линии или границы. Это есть линия равновесия, или «совокупность точек на леднике, в которых баланс вещества равен нулю (т. е. абляция равна аккумуляции)» (Калесник, 1963, стр. 63).

Заметим еще, что выражение «нулевой баланс», хотя против него иногда возражают, не должно вызывать сомнений: это общепринято в климатологии.

2. Второе замечание — о словах «в течение года». Приведенное определение вполне справедливо лишь по отношению к среднему многолетнему положению снеговой линии; оно перестает быть вполне точным для каждого года в отдельности. Причина заключается в том, что в силу неустойчивости погодно-климатических условий положение снеговой линии, характерное для

каждого года, может устанавливаться в разные даты и на разной высоте.

Вполне правильной надо считать также следующую характеристику снеговой линии: *снеговая линия есть граница сезонного (летнего) стаивания снега на поверхностях ледников* (рис. 14).

Это определение одинаково справедливо и для каждого года в отдельности и в среднем многолетнем разрезе. По существу оно близко к определению А. И. Воейкова, но только основное понятие снеговой линии надо относить к ледниковым поверхностям, а не к склону вообще. Необходимо подчеркнуть, что в настоящее время в основу всех наших сведений о распределении высот снеговых линий в разных горных странах и на всем земном шаре положены данные о снеговых линиях именно на ледниках, а не на склонах вообще.

СНЕГОВАЯ ГРАНИЦА НА ЛЕДНИКАХ И НА СКЛОНАХ МЕЖДУ ЛЕДНИКАМИ

Если горный хребет поднимается высоко, то верхний участок склонов неизбежно будет покрыт снегом и льдом. На общем белом фоне, как правило, отчетливо выделяются типичные формы движущихся ледников, разделенных малоснежными гребнями-водоразделами. Эти поперечные отроги сжимают в долинах-ущельях ледниковые языки, иногда низко спускающиеся, и вместе с тем как бы разрывают снеговую линию на ледниках, уводя ее вверх по склонам ледниковых бассейнов. Но теперь это снеговая граница не на ледниках, а по краям ледников, граница не снег—лед, а снег—камень. Такая граница представляет боковое обрамление фирновых полей ледников.

Выше было показано: 1) что снеговая линия как высотная граница образуется именно на ледниках, а не на склонах между ледниками; 2) что все сравнительные данные о высотах снеговой границы являются результатами измерений на ледниках. Второе положение так же важно, как и первое: это есть практика, подтверждающая теорию. Граница снег—камень обладает, следовательно, такими свойствами, которые *не позволяют считать ее природным феноменом, однотипным с «нормальной» снеговой линией.*

Вопрос о том, как следует оценивать границу снега на склонах между ледниками, слабо изучен как с гляциологической, так и с климатологической точки зрения.

Но существо вопроса значительно шире. Он имеет геоморфологическую, гидрологическую и геоботаническую сторону. В наиболее широком аспекте можно сказать, что речь идет о природном районировании высокогорных стран и выделении верхнего ландшафтного яруса. На первый взгляд может показаться, что этот холодный снежно-ледяной и каменный пояс выделяется

легко, естественно и даже наглядно. Действительно, издали нетающие льды и снега своими светлыми или чисто белыми тонами очень четко выделяют верхний высокогорный ярус на склоне горного хребта. Но известно, что концы ледников, например, в Новой Зеландии могут опускаться очень низко, даже в область субтропической растительности. Очевидно, что нельзя так низко опускать границу холодного ландшафтного пояса. На Кавказе, в Альпах, на Алтае и в других горных странах языки крупных ледников спускаются ниже границы леса, т. е. также выходят за пределы верхнего ландшафтного яруса. Но если не учитывать языков льда, то наиболее естественно объединить в качестве соответствующей вертикальной ландшафтно-климатической границы снеговую линию на ледниках и на неледниковых склонах. Но и таким способом не получается логического оправдания границы между двумя высотными зонами, так как линия касания снег — камень в противоположность снеговой линии на ледниках занимает явно азональное положение.

Безусловно заслуживает внимания мнение, высказанное Г. Фриделем (1953) на основании наблюдений в области ледника Пастерце в Альпах. Он считает, что высотная ландшафтно-климатическая граница, которая действительно наблюдается на неледниковых склонах и которая соответствует фирновой линии на ледниках, — это не линия касания снег—камень, а некоторая геоботаническая граница; она узнается по резкому обеднению растительности и по ослаблению почвообразовательного процесса.

Не останавливаясь на географической стороне общего учения о снеговой границе, заметим, что аргументация тех или иных возможных точек зрения неизбежно должна увязываться с собственно гляциологической трактовкой различных феноменов снеговой границы. Тем более гляциологу-исследователю как в полевой обстановке, так и при камеральных анализах необходимо тщательно разбираться в сущности тех феноменов снеговой границы, которые приходится наблюдать, а затем сравнивать между собой. Поэтому целесообразно рассмотреть вопрос несколько подробнее.

В работе С. В. Калесника (1961, стр. 99) встречаем следующую обоснованную точку зрения: «Снеговая граница — это уровень нулевого баланса твердых атмосферных осадков, который обусловлен взаимодействием климата и рельефа», а «фирновая граница — это уровень нулевого баланса первичных и перемещенных твердых атмосферных осадков, который обусловлен взаимодействием климата, рельефа и ледника». В первом случае речь идет о снеговой границе на склонах между ледниками. Обе границы являются преобразованными уровнями нулевого баланса снега, обусловленного только климатическими причинами, которые определяют нижнюю границу хионосферы. В основе

этой точки зрения, таким образом, лежит принципиальное признание некоторого единства сущности трех основных уровней нулевого баланса снега, обусловленных либо только климатом, либо взаимодействием климата и рельефа, либо взаимодействием климата, рельефа и ледников.

Вместе с тем, исходя из типичных условий, в которых возникает касание снег—камень, можно обосновать применение для этой границы особого названия. На расчлененных склонах между

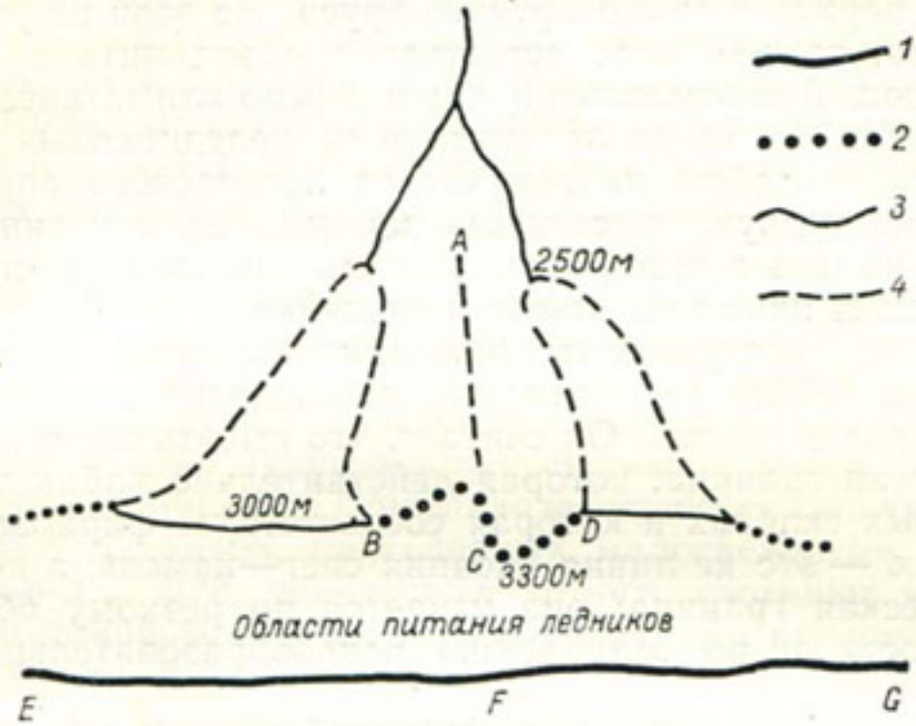


Рис. 15. Снеговая линия первого и второго рода.
1 — линия хребта, *2* — снеговая линия второго рода, *3* — снеговая линия первого рода, *4* — поперечный гребень.

ледниковыми потоками обычно располагается поперечный отрог хребта или узкий скалистый гребень, или просто участок склона, бесснежный нередко до большой высоты. Обнаженные скалы, уступы или осыпи поднимаются не только над тающим льдом, но и в областях питания ледников. Явление это весьма обычно. Оно может наблюдаться при любой экспозиции склонов, но особенно резко бросается в глаза при южной экспозиции. Так, на Алтае поверхности южной экспозиции и средней крутизны над ледниками или между ними могут быть свободны от снега до любой, встречающейся там высоты, т. е. примерно до 1000 м выше нормального положения снеговой линии. Весьма типична изображенная на рис. 15 (произвольно взятая) схема. Здесь *EG* — линия хребта; *ACF* — поперечный отрог между двумя ледниками, причем их фирновые поля смыкаются на верхней части гребня *CF*, а часть его *AC* разделяет ледниковые потоки. На рисунке даны также типичные для среднеширотного ледника и характерные для данного случая абсолютные высоты. На рис. 16

в качестве конкретного примера приведена схема разделения потоков Талдуринского ледника на Алтае, а на рис. 17 — схема типичного ледника Заилийского Алатау по Н. Н. Пальгову (1964, стр. 17).

Если мы будем подниматься вверх по ледниковому потоку, то на определенной высоте встретим нормальную снеговую линию. Если мы будем двигаться по направлению к линии хребта

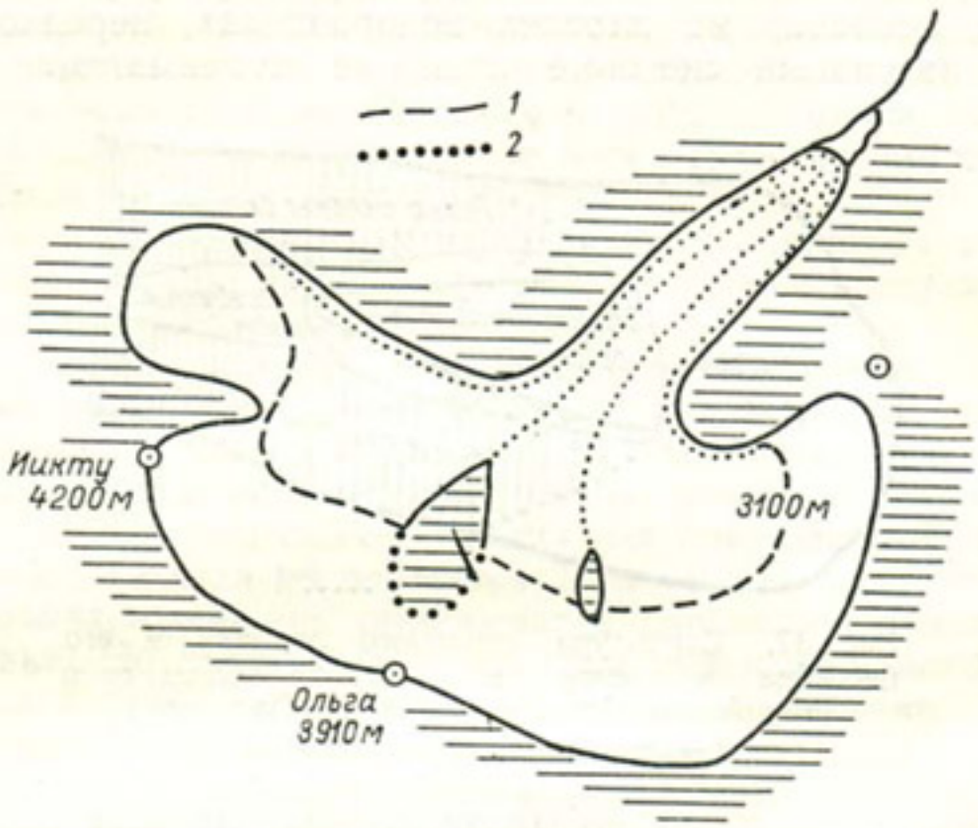


Рис. 16. Схема Талдуринского ледника (по В. В. Сапожникову).

1 — фирновая (снеговая) линия на леднике, *2* — снеговая линия второго рода.

где-либо помимо ледников, между ледниковыми языками, то мы непосредственно со скал или камней ступим на снег, а не на лед. Нередко приходится спускаться по бесснежным осыпям, чтобы ступить на ледник в области фирна. Снежно-фирновые поля, ограниченные условиями рельефа, получают краевое касание не только с открытой ледниковой (ледяной) поверхностью, но и с поверхностью каменной. Первая линия касания (на леднике), если она наблюдается в конце лета, представляет собой нормальную снеговую линию: здесь действительно имеет место нулевой годичный баланс снегонакопления — снеготаяния. Условно ее можно назвать снеговой линией первого рода.

Вдоль второй линии касания этот характерный признак снеговой границы, вообще говоря, не оправдывается: даже у края ледника в течение части лета камни освобождаются от снега,

а в фирновой области ледника даже близко к краю баланс снега должен быть положительным. Поэтому кажется правильным линию касания снег—камень, где имеет место скачок величины баланса снега, назвать особо, а именно снеговой границей второго рода. Таким образом, *снеговая линия 2-го рода есть граница снежно-фирновых полей в промежутке склонов между ледниковыми потоками.*

Здесь необходимо сделать следующую оговорку. На высоких уровнях, особенно на плоских водоразделах, нередко наблюдаются пассивные снеговые поля, не принимающие участия

Рис. 17. Структура типичного ледника и его бассейна в центральном районе оледенения Заилийского Алатау (по Н. Н. Пальгову).
1 — снеговая линия второго рода.

в питании ледников, не посылающие вниз потоков фирна. Они могут сохраняться в течение неопределенно длительного времени вследствие выравнивания (в многолетнем разрезе) приходо-расхода снега. Но края их не подходят под определение нормальной снеговой линии, так как нулевой баланс снега здесь связан с определенной площадью снежника, а на границе снег—камень, как на снеговой границе второго рода, должен иметь место скачок с балансовым соотношением снегонакопления — снеготаяния.

Можно указать на следующие особенности границы снег—камень, отличающие ее от границы снег—лед.

1. Граница снег—камень, связанная с каким-либо ледником, не тяготеет к определенному уровню, не имеет тенденции располагаться горизонтально. Наоборот, она представляет собой более или менее извилистую наклонную линию: внизу она соприкасается со снеговой (или фирновой) линией на леднике, а затем поднимается к верхним точкам соприкосновения снеговых полей ледника с обнаженными склонами. Эта разность высот увеличивается при усилении континентальности климата, а в морском климате уменьшается.

2. Расположение границы снег—камень определяется разнообразными причинами. На самых высоких уровнях основное значение имеет экспозиция и крутизна склонов, возможность свевания и обваливания снега или, наоборот, его навевания. Ниже приобретает большое, иногда главное значение перемещение вниз вместе с ледником по определенному руслу холодной подстилающей поверхности; ее влияние очень велико.

3. Принципиально важной особенностью границы снег—камень является то, что она не может быть определена как линия нулевого баланса снега. Там, где соприкасаются активные фирновые поля ледника с обнаженным от снега склоном, нет зоны нулевого баланса, но при переходе через границу наблюдается скачкообразное изменение его величины.

Имея в виду именно эту последнюю особенность границы снег—камень, можно предложить для нее особое название: снеговая граница второго рода.

Интенсивность влияния подстилающей поверхности наблюдать очень легко. Например, после нескольких дней ненастья (летом) выпал свежий снег и до определенной высоты покрыл склоны гор. Достаточно, однако, одного ясного и теплого дня, чтобы снег полностью сошел с каменных поверхностей; на леднике в области языка он держится 2—3—4 дня, а на более высоких уровнях, очевидно, принимает активное участие в питании ледника. Но вместе с тем остается сильным и непосредственное воздействие рельефа (крутизны и экспозиции склона) на положение линии касания снега и камня.

По сравнению с представлением об основной снеговой линии на ледниках понятие границы второго рода как будто имеет лишь вспомогательное значение, но это последнее разнообразно и его нельзя преуменьшить. Несомненно, что для общего понимания геоморфологического процесса развития и расчленения склонов нельзя удовлетвориться представлением об одной лишь снеговой линии на ледниках или некоторой единой снеговой границы. Вообще, представление о снеговой линии потеряло бы четкость, если не выделять границы первого и второго рода.

СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ И ГРАНИЦА ФИРНА НА ЛЕДНИКАХ

Слова «линия» и «граница» здесь употреблены в одинаковом смысле. Но возникает вопрос: снеговая линия и фирновая граница на леднике — одно и то же или нет? С. В. Калесник в книге «Общая гляциология» (1939, стр. 18) указывает, что «в гляциологической практике оба термина часто употребляются как синонимы». Действительно, это так; примеров можно привести много. Однако, как выше уже упоминалось, в более поздней работе С. В. Калесника (1961) приводится разделение терминов: фирновая граница, фирновая линия — это на ледниках;

снеговая граница, снеговая линия — это на межледниковых склонах.

Г. В. Альман (1953, русский перевод 1962) говорит о фирновой границе на ледниках, ссылаясь на А. Глена (1941), который различает временную, т. е. ежегодную, и истинную, т. е. среднюю многолетнюю, фирновую границу. Х. Хойнкес и Р. Рудольф (1962) отмечают на ледниках линию старого снега, под которой понимается граница сезонного стаивания снежного покрова минувшего холодного периода. Ее положением определяется высота границы питания ледника, и с нею связывается ежегодно меняющаяся доля площади питания ледника. Последняя определяется по отношению ко всей площади ледника.

Вопрос о разделении или единстве снеговой линии и фирновой границы на ледниках требует особого рассмотрения. По существу, должны быть поставлены два вопроса: 1) целесообразно ли по отношению к ледникам сохранить термин «снеговая граница» или, может быть, правильнее говорить о «границе фирна»? 2) не требуется ли по отношению к ледникам использовать оба термина, применяя их в существенно различных смыслах? Следующие два факта представляют основу для ответа на оба вопроса.

1. В теплое время года зимне-весенний снежный покров на ледниках постепенно стаивает, так что образуется вполне заметная снеговая граница, или линия, перемещающаяся вверх до некоторого наивысшего положения.

2. Ледниковые языки с открытой поверхностью глетчерного льда на некоторой высоте переходят (без резкой границы) в область фирна, где «настоящий лед» скрывается на некоторой глубине. В тот период времени, когда наблюдается максимальное стаивание зимне-весеннего снежного покрова на леднике, бóльшая часть этой области остается, как правило, покрытой слоем снега.

Близость сезонной границы снеготаяния к границе фирновой области является серьезным основанием для объединения двух понятий в одном термине «фирновая линия». Однако при изучении снеговых линий на ледниках ставятся и разрешаются различные вопросы. Очень важен характер сезонной динамики снеговой линии: поднимается ли она постепенно или скачкообразно до своего наивысшего положения или наблюдаются ее попятные перемещения в результате летних снегопадов. От этого зависят размеры площади открытого льда каждого ледника, где величина альбедо значительно уменьшается по сравнению с поверхностью, покрытой снегом. В таком исследовании, очевидно, значения терминов «фирновая граница» и «снеговая граница» не совпадают.

Если рассматривается вещественный баланс ледника за данный год, то учитывается наивысшая сезонная граница стаива-

ния снега, а также возможное намерзание льда ниже этой линии. Но в смысле влияния на вещественный баланс ледника имеет значение еще следующее обстоятельство. Ледниковая поверхность в фирновой области необязательно должна быть представлена только сошедшим снежным покровом минувших месяцев года. Если в текущем сезоне снеговая граница поднята высоко, то в нижней части фирновой области из-под относительно свежего снега (хотя его и называют старым снегом) может выступить слой аккумуляции прежних лет. На леднике образуются две явственные внешние границы в месте перехода сначала с открытого льда к поверхности прошлогоднего снега — фирна, затем к белому снегу. Эти поверхности имеют разные величины альбедо. Нужны, очевидно, специальные наблюдения за возможным появлением, развитием и состоянием таких поверхностей «переходного» типа на средних ледниковых уровнях. Впрочем, сейчас совсем нет заключений о том, насколько значительной может быть их роль в общем таянии ледников.

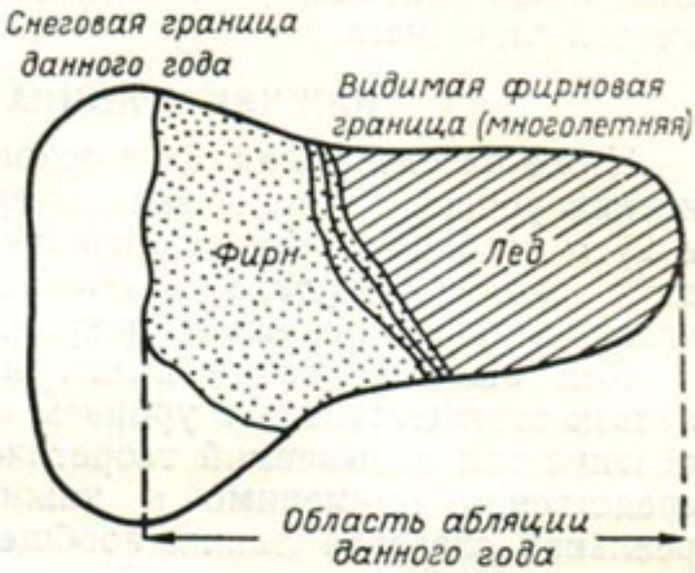


Рис. 18. Снеговая граница и фирновая линия (по Л. С. Троицкому).

Приведем следующий весьма характерный пример из наблюдений на Алтае в 1963 г. На леднике Малый Актру на высоте 2950 м (с небольшими отклонениями) наблюдалась хорошо выраженная граница снега — фирна прежних лет с запыленной и желтоватой поверхностью; она очень близка к фирновой границе. Примерно на 50 м выше по вертикали и на 200—300 м по леднику расположилась свежая (т. е. 1963 г.) снеговая линия, также выраженная четко. Аналогичный случай изображен на рис. 18, заимствованном из статьи Л. С. Троицкого (1963).

Надо отметить еще следующее. Климатологическое (т. е. за много лет) осреднение, строго говоря, можно применить только к ежегодной (наивысшей сезонной) снеговой линии на ледниках. Только она бывает выражена на ледниковой поверхности каждый год; фирновые же слои, образовавшиеся в предшествующие годы, могут остаться под снегом. Это обстоятельство очень важно в отношении контакта между гляциологией и климатологией.

Таким образом, при изучении ледников и их ежегодно меняющегося режима необходимо различать как снеговую, так

и фирновую границу. Непосредственные наблюдения на ледниковых поверхностях чаще относятся к снеговой линии (или к линии «старого снега», по Х. Хойнкесу). Соответствующие косвенные (картографические) методы применимы, наоборот, к определению высоты фирновой границы. Среднее многолетнее положение снеговой линии должно близко совпадать с положением фирновой границы. Но очевидно, что в общем комплексе задач гляциологии такой вывод нельзя считать всегда правильным. Наивысшую сезонную (за каждый год) границу стаивания снега на ледниках можно называть фирновой линией лишь условно, учитывая дальнейшую фирнизацию оставшегося слоя снега.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ХИОНОСФЕРЫ

Ниже рассматриваются в основном два вопроса: 1) об изменениях уровня границы хионосферы под воздействием рельефа и 2) о необходимости различения в нижней части хионосферы двух граничных уровней в зависимости от свойств поверхности, воспринимающей снежный покров.

Как было показано выше, нижнюю границу хионосферы нельзя отождествлять с уровнем снеговой линии. Правда, определение так называемой теоретической снеговой границы непосредственно применимо к нижней границе хионосферы, но реальная снеговая линия, вообще говоря, будет располагаться на ином уровне; он может быть и ниже и выше. Это положение легко подтвердить простым примером, иллюстрирующим влияние крутизны склона (рис. 19).

Известно, что действительные высоты снеговой линии могут испытывать очень большие изменения даже на небольших расстояниях. На южных склонах снеговая линия обыкновенно располагается выше, чем на северных; в Тянь-Шане разность достигает 700 м, в чем проявляется очень сильное действие прямых солнечных лучей. В Центральном Алтае ледниковый бассейн Актру занимает территорию площадью всего 40 кв. км, а высота снеговой линии на ледниках меняется в широких пределах — от 2850 до 3150 м. Причины этого комбинированные: и влияние различной инсоляции склонов и весьма неравномерное распределение осадков. Подобных примеров можно привести сколько угодно: известно, что очень большое влияние на местное положение снеговой линии оказывают микроклиматические факторы, в том числе и эффект метелевого переноса снега.

Очевидной причиной сильных местных колебаний высоты снеговой линии являются многообразные влияния рельефа. Но важно подчеркнуть следующее: никоим образом нельзя считать, что местные зигзаги снеговой линии возникают на фоне общего одинакового уровня расположения хионосферы или его лишь плавных и постоянных изменений. Нельзя считать, что

влияние рельефа проявляется только на самых поверхностях горных склонов. Это влияние двояко: 1) через местные мезо- и микроклиматические изменения рельеф влияет на расположение и свойства хионосферного слоя; 2) наклон и крутизна склонов, а в общем случае (т. е. включая неледниковые склоны) и свойства поверхности дополнительно и очень сильно влияют на баланс снега.

Из отдельных метеорологических элементов в первом случае должны быть отмечены атмосферные осадки, количество которых в данной местности может сильно варьировать, но могут

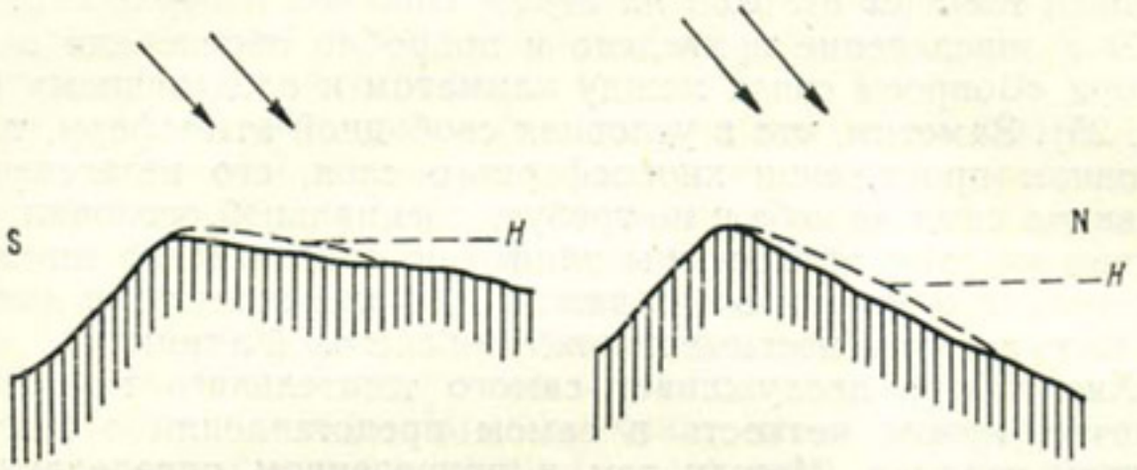


Рис. 19. Снижение снеговой линии на северном склоне большой крутизны.

H — уровень снеговой линии, стрелки указывают направление падения солнечных лучей.

играть роль и другие элементы климата. Во втором случае главное значение имеют различия в суммарных величинах солнечной радиации, но иногда на первое место может выдвигаться перемещение масс снега, осуществляемое тем или иным способом. На вопрос о том, насколько может снижаться уровень хионосферы, точно ответить трудно, так как нет надежного метода для определения высоты хионосферы над равнинной местностью. Во всяком случае, эта разница уровней может быть очень большой. Так, если принять, что в горах Тянь-Шаня может выпадать на 1000 мм твердых осадков больше, чем на соседних равнинах, то, согласно примерному расчету, хионосфера снизится на 500—600 м. Некоторые цифровые данные будут приведены в дальнейшем.

Климат свободной атмосферы, вообще говоря, резко меняется вблизи гор. Влияния местных физико-географических условий могут распространяться до очень больших высот и могут сильно повышать или понижать границу хионосферы, если даже она высоко поднята над гребнями гор. Влияние же рельефа, приближенного к хионосфере и тем более «входящего в нее», в ряде случаев, очевидно, меняет ее высоту весьма резко и сильно.

В частности, вдоль склонов горных хребтов соседние области хионосферы неизбежно будут испытывать ту или иную степень затенения или загороженности от солнечных лучей. Уровень хионосферы при этом снизится.

Из вышесказанного вытекает следующее принципиальное замечание. Из определения хионосферы необходимо исключить обычно приводимое «условие незатененности» и записать это определение так:

Хионосфера представляет собой слой атмосферы, обладающий такими климатическими признаками, сочетание которых может обеспечить положительное значение приходо-расходного баланса твердых осадков на горизонтальной поверхности.

Это определение приведено и подробно обосновано в книге автора «Вопросы связи между климатом и оледенением» (1956, стр. 25). Заметим, что в условиях свободной атмосферы, т. е. на основном протяжении хионосферного слоя, его незатененность очевидна сама по себе и не требует специальной оговорки. Затененные участки хионосферы занимают относительно ничтожное пространство, но они очень важны для оледенения и с ними могут быть связаны местные понижения снеговой линии.

Хионосфера заслуживает самого тщательного изучения, и, конечно, нужна четкость в самом представлении о ней и ее нижней границе. Между тем в приведенном определении ничего не говорится о характере подстилающей горизонтальной поверхности, которая может быть или холодной, фирновой, или же каменной. Само собой разумеется, что в зимний период подстилающая поверхность не оказывает влияния, но оно проявляется с большой силой в конце лета, когда идет напряженная борьба между выпадением и таянием снега. Отсюда вытекает необходимость различения двух граничных уровней в нижней части хионосферы.

Из предыдущего видно, что для появления на высоко поднятой площадке первых устойчивых скоплений снега необходим нулевой баланс снегонакопления—снеготаяния на каменной поверхности. Но затем вместе с развитием ледника снеговая линия должна опуститься до того уровня, где такой баланс будет иметь место на холодной ледниковой поверхности. Значение подстилающей поверхности в смысле влияния на уровень нулевого приходо-расходного баланса хорошо можно видеть также из сопоставления особенности снеговых линий первого и второго рода.

Для того чтобы не отрывать представление о хионосфере ни от первого проявления на земной поверхности перелетовывающих скоплений снега, ни от уровня снеговой линии (фирновой линии) на ледниках, следует выделить в нижней части хионосферы два уровня: п е р в ы й, н и ж н и й у р о в е н ь, соответствующий нулевому приходо-расходному балансу твердых осад-

ков на горизонтальной фирново-ледяной поверхности; второй, лежащий выше уровень с таким же балансом, но на каменной поверхности.

Первый уровень сближен с реальной снеговой линией на ледниках и составляет собственно нижнюю границу хионосферы. Со вторым уровнем связывается та высота, которой должны достигать (в условиях данного климата) те или иные участки земной поверхности, чтобы на них могло начаться накопление снежно-фирновых масс. Второй уровень имеет большое самостоятельное значение, его нельзя определить по наблюдениям снеговой границы на ледниках. В условиях же существующего оледенения сохраняется в затушеванном виде связь второго уровня с «границей оледенения», а также с высшими точками снеговой линии второго рода.

Особенно важно отметить, что с представлением о двух уровнях в нижней части хионосферы связывается разделение климатических условий на условия, необходимые для возникновения оледенения в данной местности, и условия сохранения уже существующих ледников. Насколько это важно для понимания длительной эволюции ледников, для реконструкций древнего оледенения, можно показать на следующем примере. Предположим, что в большом ледниковом бассейне снеговая линия (на леднике) располагается на высоте 3000 м, а по соседству имеется широкая плоская бесснежная ступень высотой 2900 м. Попробуем сделать заключение, что при снижении снеговой границы на 100—150 м эта ступень закроется снежно-фирновым полем. Такое заключение было бы грубой ошибкой, так как для первичного заснежения нужно касание не с первым, а со вторым уровнем хионосферы; ее опускание, следовательно, должно быть намного больше в соответствии с разницей уровней нулевого баланса снега на ледниках и на каменных поверхностях.

Вертикальное расстояние между обоими уровнями составляет на Алтае около 400 м, в других странах — больше, в полярных широтах — меньше. Оно должно быть тем больше, чем «солнечнее» климат. Ниже будут приведены некоторые относящиеся к этому вопросу числовые данные.

В качестве доказательства различной сущности и различного значения первого и второго уровней хионосферы можно указать на образование «оазисов» на берегах Антарктиды. Они возникают в тех местах, где по условиям рельефа к морю не подступают массы материкового льда. Г. А. Авсюк, К. К. Марков, П. А. Шумский (1956, стр. 22—23) по поводу причин образования оазисов приходят к следующему выводу:

«Наличие «оазисов» показывает, что в прибрежной полосе Антарктиды возможно устойчивое существование поверхностей с резко различным водно-тепловым режимом: ледниковых

с фирновым питанием и свободных от льда. Последние возникают при отсутствии притока льда со стороны. Особые условия рельефа необходимы при этом лишь для противодействия вторжению льда, образующегося в условиях другой широтной или высотной зоны. Отсюда следует, что материковый лед покрывает окраину Антарктиды (по крайней мере, в некоторых ее частях) только вследствие его притока из более благоприятного для его накопления районов материка на том или ином расстоянии от берега; на месте он не мог бы образоваться».

Из сказанного вытекает, что, в то время как первый уровень хионосферы у берегов Антарктиды действительно опущен до уровня моря, второй ее уровень земной поверхности не касается. Применить представление о хионосфере в данном случае тем более удобно, что условия горизонтальности, а также незатененности поверхности здесь выполняются сравнительно очень хорошо.

В заключение следует сделать принципиально важное замечание, связанное с тем, что существует дискуссия по вопросу о хионосфере. Представление о двух разных уровнях нулевого баланса снега (на ледниковой и на каменной поверхности), их различение при решении вопросов об эволюции оледенений совершенно необходимо независимо от использования самого понятия хионосферы. Данные табл. 4, полученные по наблюдениям на Алтае (Тронов, 1962), хорошо показывают влияние подстилающей поверхности на сход снежного покрова.

Таблица 4

Год	Абсолютная высота (м)							
	2200–2280		2400–2480		2850–2900		3150–3250	
	ледник	камень	ледник	камень	ледник	камень	ледник	камень
	Число дней без снежного покрова							
1958	80	125	75	115	45	75	0	45
1959	110	140	105	140	60	85	20	60
1960	70	115	65	110	40	65	0	35

Из табл. 4 видно, что влияние ледниковой поверхности, температура которой не может подниматься выше нуля, равносильно поднятию местности примерно на 400 м. В книге Г. К. Тушинского «Ледники, снежники, лавины Советского Союза» (1963) приведена таблица, где сравниваются высоты снеговой границы на леднике и «уровня 365». Последний отыскивается по величине градиента годового числа дней со снежным

покровом между горными неледниковыми станциями. Та высота, где это число достигает 365, соответствует второму уровню хионосферы (независимо от применения этого термина). Превышение его над снеговой границей, судя по данным табл. 4, может быть очень большим (даже более 1000 м). Однако существующая сеть горных станций недостаточна для точного определения высоты «уровня 365». Заметим, что использование понятия хионосферы в данном вопросе представляет удобный метод для рассмотрения его в самом широком аспекте, включая и проблему возникновения и эволюции ледниковых покровов.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ И ОРОГРАФИЧЕСКАЯ СНЕГОВАЯ ГРАНИЦА

В настоящее время гляциология располагает весьма обширным материалом о высоте снеговой границы в разных горных странах, что позволяет делать многие выводы о климатических условиях оледенения. При этом надо отметить, что фактически в основе гляциоклиматических построений, оценок и сравнений лежат высоты действительной снеговой линии, определяемые тем или иным способом на ледниках с нормальным (по возможности) питанием. Ни о каких горизонтальных площадках при этом обычно нет и речи; полученные результаты отражают условия приходо-расходного баланса твердых осадков в условиях данного ледника с тем или иным уклоном поверхности и определенной экспозицией. С помощью осреднения полученных цифр устанавливаются также величины (высоты снеговой линии), характеризующие тот или иной район.

Таким образом, практика гляциологии без всяких теоретических выкладок вполне достаточна для следующих выводов.

1. Любая снеговая граница в отношении факторов ее формирования не может быть только климатической или орографической; она всегда является ороклиматической. В частности, приходо-расход снега на плоских водоразделах отнюдь не освобождается от влияния рельефа из-за сильных и притом неравномерных воздушных потоков.

2. Понятие «теоретическая климатическая снеговая линия», которое раньше было принято в науке (Калесник, 1939, 1948), сейчас явно устарело и не отвечает теории и практике гляциологии. Как выше уже указывалось, позднее С. В. Калесник (1961) также выдвигает это положение.

Тем не менее понятие климатической снеговой границы нужно считать необходимым хотя бы уже потому, что высота ее — важный климатический показатель. Зависимость этой высоты от рельефа дела не меняет: ведь и другие элементы климата, в частности характеризующие снежный покров, также испытывают влияние рельефа.

По С. В. Калеснику (1961), климатическая снеговая граница, обусловленная климатом района, определяется как среднее многолетнее положение ежегодно наблюдаемой, или видимой, снеговой границы; высота последней может резко меняться под влиянием метеорологических условий каждого года.

К этому определению климатической снеговой границы должно быть сделано существенное добавление. Снеговая граница, ее наивысшее сезонное положение, наблюдаемое на одном леднике, хотя бы в течение ряда лет представляет явление микро- или мезоклиматическое. Высота ее может быть нехарактерной или недостаточно характерной для более или менее значительного района. Даже в небольшом ледниковом бассейне (выше указывался в виде примера бассейн Актру на Алтае с площадью 40 кв. км) эта высота может меняться в широких пределах. Поэтому для характеристики климатических условий оледенения необходимо иметь данные о высоте снеговой границы, позволяющие выполнить двойное осреднение: 1) за большой ряд лет; 2) для разных ледников и ледниковых поверхностей с различными уклонами и экспозицией. Поэтому определение климатической снеговой линии можно записать следующим образом:

Климатическая снеговая граница, характерная для того или иного района, есть среднее многолетнее из ее наивысших сезонных высот, найденных на склонах разной экспозиции и при наличии нормальных условий образования ее на ледниках.

Это определение сформулировано в соответствии с обычными в климатологии правилами и принципами вычисления численных показателей, характеризующих климат того или иного района. Оговорка относительно нормальных условий образования снеговой границы введена потому, что некоторые очень высокие или очень низкие положения снеговой линии в отдельных пунктах могут быть нерепрезентативными для всего ледникового бассейна. Соответствующие данные (так же, как и в климатологии) не включаются в общую их сумму для определения.

Заметим, что сформулированное здесь понятие климатической снеговой границы может быть использовано для построения карт распределения снеговых границ в крупных районах оледенения, где имеется большое число различно расположенных ледников. Примером может служить монография Г. Висмана (1959), посвященная современному оледенению и снеговой границе в высокогорной части Центральной Азии. В связи с явным недостатком прямых повторных наблюдений на большинстве ледников автор пользовался картографическими методами определения высоты снеговой (фирновой) линии на ледниках.

Название «орографическая снеговая линия», согласно точному определению, указанному выше, применяется при наличии

на склоне устойчивых снежников, т. е. не растаивающих летом скоплений старого снега. Граница распространения их бывает расположена значительно ниже климатической снеговой линии или фирновой линии на ледниках. Действительно, если горный склон неровен, то такие снежники в разгар лета начинают попадаться уже у границы леса, а то еще ниже благодаря навеванию и сохранению снега во впадинах или сильно затененных местах и тем более вследствие переноса масс снега лавинами на низкие уровни; бóльшая же часть склона остается бесснежной. В массиве Ортлер в Альпах (по Ганну) климатическая снеговая линия располагается в среднем на высоте 2965 м, а орографическая — на 2640 м, т. е. на 325 м ниже (Берг, 1938).

По сравнению со снеговой линией на ледниках, которая условно называется климатической, орографическая граница обладает рядом существенных особенностей и отличий.

1. Снеговая граница, связанная со снежниками, не является гляциоклиматическим явлением в прямом смысле этого слова. Она не разделяет областей питания и абляции ледника и не выделяет лежащей выше области снегонакопления на склоне. Она не сопровождается таким накоплением твердых осадков, которое должно разрешаться истечением льда из области питания.

2. Устойчивый снежник имеет нулевой приходо-расходный баланс в целом, а не вдоль определенной поперечной линии; выше и ниже снежника по склону выпадает (оседает) твердых осадков меньше, чем может растаять. Отдельный снежник представляет собой ограниченно местное явление, может лежать выше или ниже по склону и не приурочен к определенной абсолютной высоте.

3. Со снежниками не связана непрерывная снеговая линия. О нижней границе постоянных пятен снега, по существу, можно говорить лишь по отношению к участкам склонов с достаточно большим количеством снежников. Область распространения снежников — это есть особый переходный пояс, который нередко может приобретать самостоятельное значение независимо от наличия пояса вечных снегов и ледников.

Можно сказать, что снежник развивается не шире и не у́же, не выше и не ниже по склону, не больше и не меньше в толщину, чем то позволяет соответствующая выемка или вообще форма рельефа (рис. 20 и 21). Таким образом, в данном случае влияние рельефа сильнее, чем в случае образования нормальной снеговой линии. Это обстоятельство служит обоснованием названия «орографическая» снеговая линия. Но, с другой стороны, название «снеговая линия» (или граница) в данном случае встречает серьезные возражения, как не отражающие существенных отличий от снеговой линии на ледниках. Поэтому большинство авторов (С. В. Калесник, Ф. Клебельсберг,

Рис. 20. Снежники в выемках склонов. *Фото Н. И. Иванова.*

Рис. 21. Различная высота расположения снежников на скалистых склонах. Северный Алтай. *Фото Я. К. Башлакова.*

Г. В. Ковалевский, М. В. Тронов и др.) вместо термина «орографическая снеговая линия» предлагает применять термин «граница фирновых пятен». С. В. Калесник (1961, стр. 100) пишет: «Весьма неудачный термин «орографическая снеговая линия» должен быть заменен, как это предлагает Тронов, термином «граница фирновых пятен».

Заметим, что в последние годы советские ученые обратили большое внимание на тщательное изучение снежников, имеющих разную степень устойчивости. Этот вопрос рассматривается в работах Г. Д. Рихтера, Н. А. Солнцева, В. Л. Шульца, Г. К. Тушинского и др. Снежники представляют собой очень важный геоморфологический фактор, с ними связано развитие на горных склонах различных выемок и настоящих каров. Они являются существенным источником питания горных рек и снабжают их водой в течение большей части лета, а иногда и все лето. При изучении снежников вопросы собственно гляциологии соприкасаются и смыкаются с общим учением о снежном покрове. Заметим, что в связи с этим существует тенденция к расширению содержания гляциологии, включая в нее изучение снежного покрова вместе со снежниками.

Иногда термин «орографическая снеговая линия» понимается шире — не только как граница фирновых пятен или устойчивых снежников, но с ней связывается также образование ледников в глубоких карах. Такое понимание соответствует определению Л. С. Берга: орографическая граница — это та, которая обусловлена орографическими особенностями. В «Курсе климатологии» Б. П. Алисова, О. А. Дроздова и Е. С. Рубинштейн (1952, стр. 200) также «различаются климатическая и орографическая снеговая линии». Но, по-видимому, понятие «орографическая снеговая линия», которое в свое время в основном по работе Э. Рихтера (1888) было хорошо обосновано, теперь надо считать окончательно устаревшим.

Таким образом, высота снеговой линии всегда является функцией и климата и рельефа. В любых условиях данные о снеговых линиях при строгом учете местной обстановки могут служить, с одной стороны, для характеристики общих черт климата, с другой — для оценки интенсивности влияния различных типов и особенностей рельефа. Для надежного сопоставления климатических условий оледенения в разных районах лучше всего использовать данные о высотах снеговой линии, определенных в одинаковых или сходных условиях рельефа.

ГРАНИЦА ОЛЕДЕНЕНИЯ

Для того чтобы в том или ином районе земного шара могли существовать хотя бы небольшие ледники под вершинами гор, эти горы должны достигать определенной высоты. Такой уровень Ф. Энквист (1917) назвал границей оледенения. Иногда

границу оледенения находят особым методом — методом Парча—Брюкнера, который используется для определения высоты снеговой линии. Однако это неточно: граница оледенения есть некоторая поверхность в атмосфере, проходящая через точки нескольких соответствующих вершин; снеговая же линия располагается на ледниках под этими же вершинами, т. е. она лежит несколько ниже. Разность высот обыкновенно составляет 100—200 м (рис. 22). Граница оледенения ближе ко второму уровню хионосферы, чем снеговая линия.

Нельзя сказать, что граница оледенения совсем не должна зависеть от рельефа, ибо она констатируется лишь тогда, когда

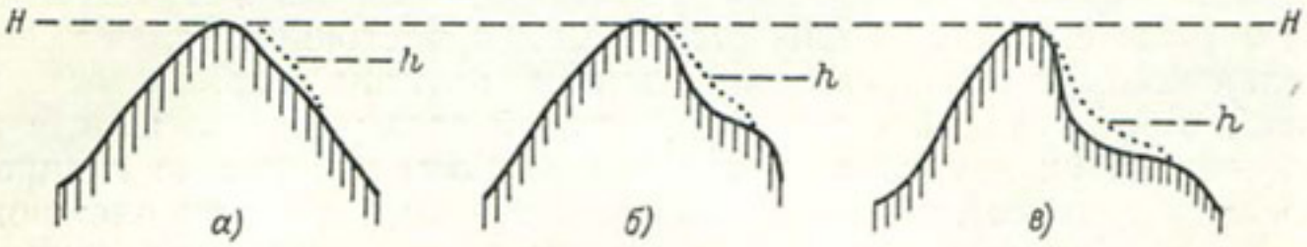


Рис. 22. Соотношение между границей оледенения (H) и высотой снеговой линии на ледниках (h).

а — висячий ледник, *б* — висяче-каровый ледник, *в* — каровый ледник.

появляется снеговая линия, высота которой, как и самое появление, в той или иной мере связывается с особенностями рельефа. Но по сравнению со снеговой линией на ледниках граница оледенения значительно ровнее на несколько большей высоте. Это положение можно подтвердить следующим примером.

Положим, что три вершины разной формы поднимаются чуть выше границы оледенения (рис. 22). Положение висячего, висяче-карового и карового ледников, а также и положение снеговой линии на подветренной стороне контролируются рельефом. Чем больше по условиям рельефа снижается снеговая линия (это снижение на практике констатируется легко), тем больше разница между высотами снеговой линии и границы оледенения. Таким образом, в определение высоты границы оледенения по сравнению со снеговой линией вносится некоторая компенсирующая добавочная поправка, которая тем больше, чем резче выражено местное опускание снеговой линии.

Однако несомненно, что есть такие случаи, когда характер вершин и характер залегания ледников не годятся для определения границы оледенения (рис. 23). В случае *а* ледник благодаря навеванию снега на подветренной стороне может образоваться, хотя вершина и не достигает хионосферы. В случае *б* крутизна вершины мешает образованию снежно-фирновых накоплений.

Такие случаи демонстрируют возможную силу орографиче-

ских влияний в явлениях оледенения. Но остается в силе общее замечательное положение, особенно бросающееся в глаза в областях малого оледенения, в таких районах, где много малых ледничков: когда вершины разных форм достигают некоторого более или менее общего уровня, то на склонах их всегда находятся удобные места для формирования фирновых пятен или небольших ледников.

На Алтае во многих местах можно видеть такие вершины, где появляются первые малые леднички на весьма различных высотах: каровые — на сниженных уровнях, висячие — под самыми вершинами. Высота же границы оледенения, определяемая по появлению различных типов малых ледников, получается

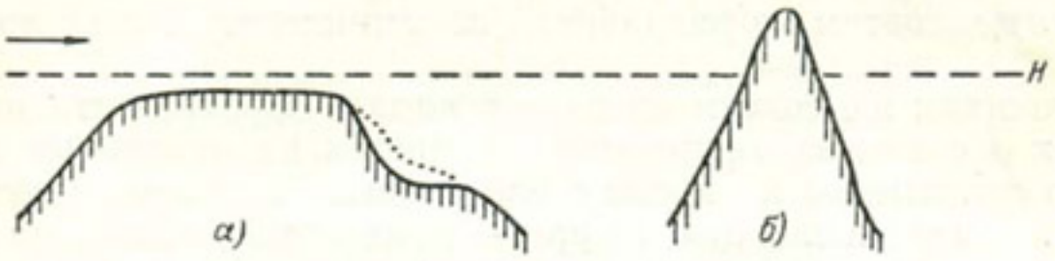


Рис. 23. Нарушение нормальной границы оледенения (H) под влиянием особенностей рельефа.
Стрелка указывает преобладающее направление ветра.

приблизительно одинаковой. Правда, на Алтае при исключительном развитии каров перевес большей частью остается за каровыми ледниками. Этим обстоятельством весьма облегчается климатологическое сопоставление высот границы оледенения как климатического показателя. Отметим, что очень большое значение (в указанном смысле) придает границе оледенения известный шведский гляциолог Г. Альман. В своих многолетних исследованиях ледников в Северной Атлантике (а раньше и в Альпах) в целях климатической характеристики условий оледенения он больше использует данные о границе оледенения и меньше — о снеговой линии (Альман, 1924, 1948, 1953).

К сожалению широкое использование понятия границы оледенения для характеристики климатических условий развития ледников затрудняется тем, что в областях большого оледенения горы вообще поднимаются выше уровня хионосферы.

ЗАМЕЧАНИЯ О МЕТОДАХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЫСОТЫ СНЕГОВОЙ ГРАНИЦЫ

Эти методы несомненно нуждаются в усовершенствовании, в детализации, в теоретическом обосновании. В различных методических указаниях по гляциологическим исследованиям в период Международного геофизического года на эти вопросы было

обращено мало внимания. Здесь мы ограничиваемся лишь некоторыми замечаниями.

1. Высота снеговой границы является не только гляциологическим, но и климатическим показателем. Данные о ней, полученные за короткий период времени, должны приводится к средним многолетним значениям. Те же значения высоты снеговой границы, которые получены при эпизодических маршрутных измерениях в разные даты, должны подвергаться двойному приведению: 1) к наивысшему ее положению для данного сезона; 2) к многолетнему ряду наблюдений. Отсюда вытекает, что должны осуществляться постоянные наблюдения за динамикой снеговых границ на базовых гляциологических станциях. Однако весь вопрос, один из центральных в климатологии, совсем не разработан по отношению к снеговой границе.

Точно так же совсем не изучен вопрос о репрезентативности данных о снеговых (фирновых) границах на отдельных ледниках по отношению к районам оледенения. В общем получается так, что многочисленные цифры — показатели, прямо или косвенно характеризующие уровень снеговых границ, не удовлетворяют строгим требованиям климатологической обработки.

2. Было предложено несколько дополнительных показателей, связанных с уровнем снеговой границы. Одним из таких показателей является линия равновесия. При решении вопросов гидрологии важно знать, до какой высоты (выше снеговой линии) распространяется таяние вместе со стоком талых вод. Представляет интерес не только наибольшая, но и средняя высота снеговой границы.

Очень важен показатель, учитывающий роль летних снегопадов в динамике снеговых границ и ее влияние на абляцию ледников. Речь идет о сезонной сумме площадей открытого льда на ледниках. Для вычисления этого показателя нужны достаточно частые наблюдения за ледниками, лучше всего при помощи фотоаппарата, чтобы можно было нанести на план ледника (или ледников) положение снеговой линии на каждый день и измерить площадь открытого льда. Затем эти площади суммируются за весь абляционный период. Следующий пример (по наблюдениям на Алтае) показывает целесообразность применения такого показателя. В 1959 г. снеговая граница на ледниках Актру располагалась на 175 м выше, чем в 1960 г. Эта цифра значительна, но совсем недостаточна для того, чтобы объяснить двукратную разницу в величине абляции за сезон: на низких уровнях до 6 м в 1959 г. и только до 3 м в 1960 г. Показатель в виде суммы площадей открытого льда дал более убедительные цифры: для ледника Большой Актру в 1959 г. 420 кв. км и 270 кв. км в 1960 г. Правда, эти

цифры не вполне точны из-за недостаточной частоты наблюдений.

3. Есть смысл сделать два практических предложения относительно быстрых маршрутных определений высоты снеговой границы.

На рис. 24 представлена схема маршрутного барометрического определения высоты снеговой линии в разных точках во время одного восхождения по продольному профилю ледника. Маршрут исследователя выбран таким образом, чтобы по пути

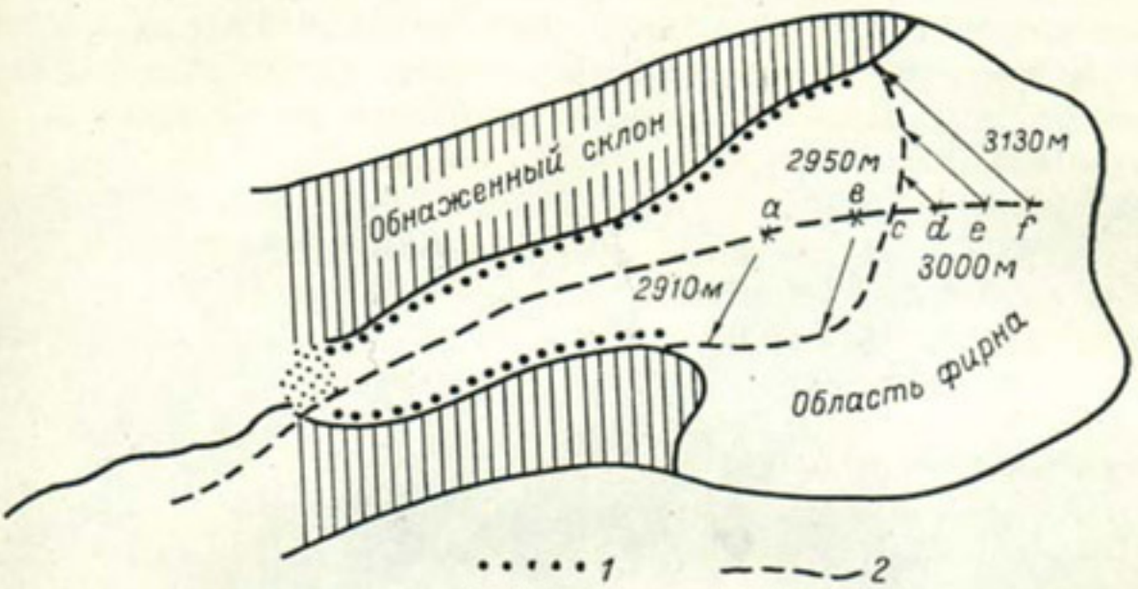


Рис. 24. Схема маршрутного определения высоты снеговой линии.

1 — снеговая (фирновая) линия на леднике, *2* — маршрут.

можно было хорошо обозревать ледник. Из разных пунктов маршрута *a*, *b*, *c* и т. д. визируются эклиметром, а также буссолью точки снеговой линии, и при нулевом отсчете по эклиметру их высоты определяются барометром. Таким способом можно вполне надежно нанести снеговую линию на карту ледника.

Можно рекомендовать еще один простой и достаточно надежный способ определения высоты снеговой линии сразу на нескольких ледниках, расположенных на одном склоне долины. Наблюдатель поднимается по противоположному склону долины, имея при себе анероид-высотомер и термометр, эклиметр и буссоль. При подъеме наблюдатель последовательно достигает уровня расположения различных точек снеговой границы (на противоположном склоне долины), устанавливает это обстоятельство по нулевому отсчету эклиметра и определяет высоту при помощи анероида. Повторные его отсчеты в тех же пунктах делаются на обратном пути. Если на склоне долины имеется целый ряд каровых и висячих ледников, а сама долина не слишком широка, то такой способ может дать очень ценные

результаты. Наблюдатель отмечает характерные особенности расположения снеговой линии в зависимости от экспозиции и других обстоятельств залегания каждого ледника. Числовые данные о высотах снеговой линии, может быть и небезукоризненно точные, будут получены сразу в значительном количестве, а главное, они будут сопровождаться необходимыми для их

Рис. 25. Определение высоты снеговой границы с противоположного склона долины.

анализа описаниями. Хорошие фотографические снимки позволят в дальнейшем еще уточнить и детализировать этот анализ (рис. 25).

4. Косвенные, главным образом картометрические методы определения уровня снеговой границы, очевидно, необходимы в палеогляциологии. Вместе с тем применение косвенных методов на практике может служить для проверки и уточнения тех подмеченных связей между снеговой линией и самими ледниками, на которых основываются эти методы. Очень важное значение в этом отношении имеет сопоставление данных о снеговой границе, полученных косвенными и прямыми методами. Таким путем обнаруживаются также тенденции ледников к отступанию или наступанию, так как косвенные показатели обладают свойством инерции.

Весь вопрос о косвенных методах определения уровня снеговых границ требует специального исследования.

ОЦЕНКА ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ХИОНОСФЕРЫ

Ниже пойдет речь об оценке не одного, а двух уровней: 1) высоты, где в течение лета на горизонтальной ледниковой поверхности может стаять или испариться как раз столько твердых осадков, сколько их выпадает за год; это собственно нижняя граница хионосферы. 2) уровня, где такое выравнивание снегонакопления—снеготаяния имеет место на каменной поверхности; это второй уровень хионосферы.

Ни в коем случае нельзя считать, что нижняя граница хионосферы представляет собой некоторую ровную поверхность, а реальная снеговая граница отрывается от нее иногда на многие сотни метров. Нижняя граница хионосферы, сближенная с формами рельефа, также испытывает резкие колебания по высоте, в общем параллельные зигзагам снеговой границы; правда, лавинный перенос снега может создать исключение из этого правила. Только в результате климатологического осреднения многих данных можно найти некоторый средний уровень хионосферы. Но то же самое может относиться и к реальной снеговой линии.

Специальной методики для определения нижней границы хионосферы, связанной с холодной ледниковой поверхностью, не существует, да, по-видимому, в этом нет особой необходимости. Исходя из основного определения хионосферы, можно считать, что снеговая граница на плоской и слабо наклонной поверхности ледника и нижняя граница хионосферы (нижний, или первый, уровень) в данном месте могут близко подходить друг к другу, даже совпадать, так как факторы, определяющие положение этих границ по высоте один и те же.

Правильно указывает известный гляциолог Г. Гесс (1933), что «климатическую» снеговую границу (т. е., по существу, уровень хионосферы) надо искать именно на очень пологих ледниковых поверхностях. Подобных случаев залегания снеговой линии имеется немало в разных ледниковых странах — в Альпах, в Каракоруме, на Шпицбергене и др. На Алтае этой цели удовлетворяют пологие ледники Алахинский (в Южном Алтае), Менсу (на Белухе), Джело (в Северо-Чуйских горах) и ряд других. Такие ледники могут считаться, так сказать, опорными для определений высоты расположения хионосферы, но они имеются не везде.

Однако подобные выводы каждый раз требуют осторожности из-за возможных искажающих влияний метелевого или лавинного переноса снега. Снеговая граница на круто наклоненных поверхностях разной экспозиции является менее надежным или совсем непригодным объектом для оценки высоты расположения хионосферы.

Среднюю высоту нижней границы хионосферы в том или ином районе можно, по-видимому, просто приравнять высоте климатической снеговой линии. Ведь эта высота вычисляется путем осреднения многих данных, исчерпывающих фактическое разнообразие действующих факторов, проявляющееся как в зигзагах снеговых границ, так и в колебаниях уровня хионосферы. Правда, заранее нельзя считать, что данные вполне репрезентативные по отношению к снеговой границе, будут репрезентативными и для хионосферы. Больших различий ожидать нельзя, но вопрос все еще требует дальнейших исследований.

В общем в настоящее время определения высоты нижнего уровня хионосферы не получили в практике гляциологии самостоятельного значения по сравнению с данными о реальных снеговых и фирновых границах на ледниках. Несравненно бóльшую самостоятельную роль в теории и практике гляциологических исследований надо признать за вторым уровнем хионосферы. Тем более важно общее представление о хионосфере и ее двух нижних уровнях.

Определение высоты второго уровня хионосферы

Второй уровень хионосферы, как было сказано, связывается с нулевым приходо-расходным балансом твердых осадков на каменной, но не на ледниковой поверхности. Он располагается выше, чем первый уровень хионосферы или ее нижняя граница. С ним при опускании хионосферы (т. е. если климат становится более холодным или более снежным) связывается первое появление на поднятых участках земной поверхности устойчивых снежно-фирновых полей и затем з а р о ж д е н и е ледников. То обстоятельство, что в течение длительного времени оледенение почти везде находится в состоянии деградации, т. е. сокращается, очень затрудняет непосредственные наблюдения случаев касания земной поверхности вторым уровнем хионосферы. Отрыв же его от земной поверхности не должен быть заметен, так как если ледник уже существует, то снеговая линия на нем связывается не со вторым, а с первым уровнем. Вполне разработанной методики отыскания второго уровня хионосферы в настоящее время еще нет. Тем не менее для оценки его высоты имеются различные возможности. Существует и метод, в основе своей проверенный и перспективный, хотя и требующий усовершенствования.

Процесс таяния снега, выпавшего в холодное время года, происходит неодинаково на обнажающихся летом склонах и на ледниковых поверхностях: во втором случае снеготаяние сильно замедленно. Это показывает роль подстилающей поверхности в формировании снеговой линии, с чем связывается и различие между первым и вторым уровнями хионосферы. Граница нера-

стаявшего снега на ледниках и такая же граница на соседних склонах весной и летом перемещается вверх с разными темпами. Между ними возникает некоторое вертикальное расстояние, которое должно стремиться к определенному пределу, равному разности указанных уровней.

Приведем по работе Г. Фриделя (1953) график хода снеготаяния в области ледника Пастерце в Альпах как на ледниковой поверхности, так и на ледниковых склонах (рис. 26). По

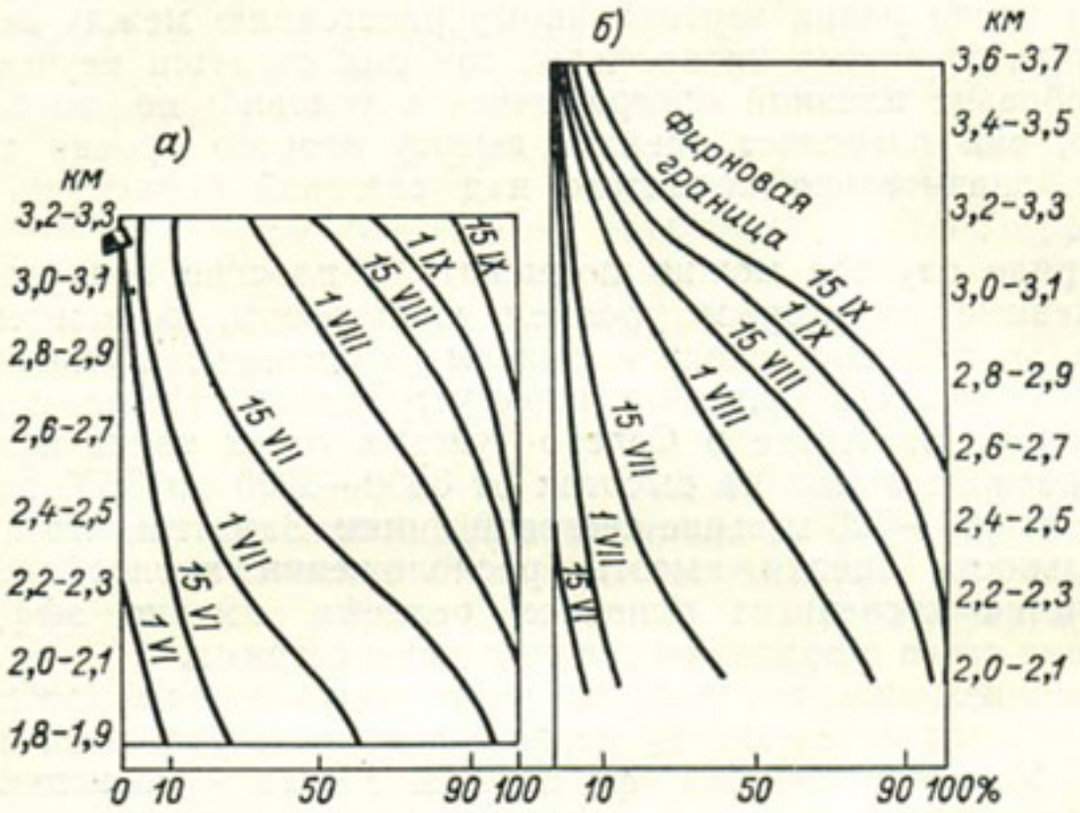


Рис. 26. Степень обнажения поверхностей (%) в области ледника Пастерце (по Г. Фриделю). 1935 г.
а — склон без ледника, *б* — ледниковая поверхность.

оси ординат отложена абсолютная высота места, по оси абсцисс — степень обнажения поверхности от зимнего снега. Каждая кривая выражает зависимость этой степени от высоты для даты наблюдения, указанной у каждой кривой. Расположение кривых показывает, насколько замедленно происходит снеготаяние на ледниковой поверхности. Так, 1 июля степень обнажения поверхности от снега, равная 10%, вне ледника наблюдалась на высоте 2600—2700 м, а на леднике — на 2200—2300 м. 1 августа степень обнажения 50% вне ледника отмечалась в полосе 2900—3000 м, а на леднике — 2500—2600 м. Г. Фридель указывает, что процесс освобождения поверхности от зимнего снега на леднике по сравнению с неледниковыми склонами отставал по времени на 20 дней, по степени обнажения на 44%, по высоте на 420 м.

М. И. Иверонова (1957) установила по данным наблюдений в районе ледника Карабаткак (хребет Терскей-Алатау), что продолжительность залегания снежного покрова на дне долины рядом с ледником на полтора месяца меньше, чем на его поверхности. Совершенно такая же разность (35—40 дней) была отмечена в ледниковом бассейне Актру на Алтае в 1957—1959 гг. Влияние ледника оказалось как бы равносильным поднятию местности на 400 м.

Нельзя, конечно, считать, что приведенная величина (около 400 м) точно равна вертикальному расстоянию между первым и вторым уровнями хионосферы, так как остается неучтенным разнообразие влияний орографических условий; но, во всяком случае, она позволяет оценить высоту второго уровня хионосферы, значительно поднятого над снеговой линией на ледниках.

В ряде случаев можно подыскать и плоские водоразделы, сближенные со вторым уровнем хионосферы, о чем можно судить по позднему сходу и раннему появлению снежного покрова, по наличию более или менее устойчивых отдельных снежных пятен. На Алтае в Северо-Чуйских горах такие водоразделы располагаются на высотах от 3000—3200 до 3600 м, примерно на 300—700 м выше снеговой линии. Заметим, что и здесь правильность оценки высоты расположения хионосферы затрудняется косвенным влиянием рельефа, именно эффектом сдувания снега с водоразделов сильными ветрами.

Упомянем еще, что снеговая линия второго рода, вообще говоря, располагается между первым и вторым уровнями хионосферы. Учет влияния рельефа позволяет судить, насколько может быть сближен этот уровень с верхними точками снеговой линии.

Можно считать, что в среднеширотном поясе в горных странах с умеренным климатом второй уровень хионосферы поднят над первым (сближенным со снеговой линией на ледниках) примерно на 400 м. Эта разница должна быть больше в условиях континентального климата с повышенной инсоляцией и, наоборот, меньше в полярных странах с большой облачностью и ослабленной солнечной радиацией.

Отметим, что представление о двух уровнях в нижней части хионосферы, существенно важное для понимания климатических условий зарождения и развития ледников, введено в науку совсем недавно, в 1950 г. Этим в основном и объясняется то, что относящихся к вопросу проверенных фактических данных недостаточно. Тем не менее для определения высоты второго уровня хионосферы может быть предложен вполне конкретный метод, основанный на анализе данных метеорологических станций и демонтирующий контакт гляциологии с климатологией.

Климатологический способ определения уровня хионосферы

Этот способ был предложен автором в 1953 г.

Зависимость числа дней в году со снежным покровом от высоты можно использовать непосредственно для отыскания уровня образования вечных снегов, где указанное число должно достигать 365.

Ниже будет показано, что оно может быть несколько меньше. Эта зависимость имеет достаточно определенный характер, хотя числовые ее показатели могут быть различными. Приведем некоторые данные. В Восточных Альпах (по Конраду, 1936) длительность залегания снежного покрова увеличивается с высотой следующим образом:

Высота над уровнем моря (м) . . .	500	1000	1500	2000
Число дней со снежным покровом	74	129	170	216

Число дней со снежным покровом приближенно рассчитывается по следующей формуле:

$$n = 23 + 0{,}1h\,,$$

где n — искомое число дней; h — высота места над уровнем моря в метрах. Высотный градиент числа дней со снежным покровом, т. е. увеличение этого числа с высотой, что вытекает и из приведенной формулы, составляет 10 дней на каждые 100 м поднятия. Зависимость между n и h линейная.

Е. Коссина (1937) в подробном исследовании приводит для районов оледенения Восточных Альп значительно бóльшие числа дней со снежным покровом, а именно:

h м	1000	1500	2000	2500
n	140—160	180—215	220—280	300—350
Градиент	12	13	17	

Вертикальный градиент величины n (рассчитанный на 100 м) с высотой возрастает и становится особенно большим между 2000—2500 м вследствие большого количества твердых осадков и низких температур в ледниковой зоне. По этим данным можно построить соответствующую кривую. Правая часть этой кривой относится к ледниковой поверхности, поэтому она значительно снижена и ордината, соответствующая предельной величине абсциссы, будет указывать на уровень образования вечных снегов на леднике, т. е. на высоту снеговой линии (около 2600 м).

Е. Коссина указывает, что основная часть данных для больших высот получена не прямыми наблюдениями, а путем расчета, исходя из значения $n = 365$ на уровне фирновой линии на леднике. Этим и должно быть объяснено резкое увеличение градиента.

Г. К. Тушинский и Н. М. Малиновская (1962) приводят некоторые данные о вертикальном градиенте (на 100 м) годового числа дней с устойчивым снежным покровом:

Южные горные районы СССР	8—10 дней
Земля Франца-Иосифа, Кольский полуостров	20 »
Новая Земля	16 »
Восточные районы СССР	5—7 »

На рис. 27 представлены построенные О. М. Челпановой (1963) кривые, изображающие изменение с высотой дат образования и разрушения снежного покрова в различных районах Средней Азии. Кривые непосредственно позволяют подсчитать и годовое число дней со снежным покровом. Нетрудно видеть, что высотный градиент этого числа (на высоких уровнях) довольно устойчив — около 5 дней на 100 м высоты.

Зная высоту расположения метеорологических станций и учитывая величину высотного градиента числа дней в году со снежным покровом, нетрудно подсчитать, на какой высоте это число достигнет 365, т. е. найти уровень хионосферы, или «уровень 365» (по Тушинскому, 1963).

Если число станций или постов, ведущих на разных абсолютных высотах наблюдения за снежным покровом в данной местности, значительно, то лучше прибегнуть к простому графическому приему. Строится кривая зависимости числа дней в году со снежным покровом (n) от абсолютной высоты (h). Значения h откладываем по оси ординат, значения n — по оси абсцисс (рис. 28). Начало координат можно относить к любому уровню, например 500, 1000 или 2000 м, лишь бы все взятые станции лежали выше этого уровня. Каждая станция — высота ее расположения и длительность залегания снежного покрова — дает одну точку на поле координат. Через полученные точки проводим сглаженную кривую, которая будет подниматься наклонно слева направо, так как с увеличением ординаты h увеличивается и абсцисса n. Максимальное значение абсциссы равно, очевидно, 365, так как в году только 365 дней (точнее, $365^1/_4$). Соответствующая ордината будет изображать уровень образования вечных снегов. Если при некоторой величине $h = H$ достигнуто такое значение абсциссы, то при еще большем h, т. е. при еще большей высоте пункта, точки кривой больше не могут сдвигаться вправо, кривая «пойдет» вертикально вверх.

Очень важно отметить следующее. Если нет пунктов наблюдения близ уровня снеговой границы или даже если горы вообще не достигают такого уровня, то все же правый конец кривой можно довести до максимального значения абсциссы экстраполированием и тем самым найти высоту расположения хионосферы. Если по фактическим данным бóльшая часть кривой по-

строена надежно, то возможная ошибка экстраполирования не будет значительной.

Таким способом можно построить кривую для определения высоты второго уровня хионосферы, причем надо воспользоваться данными обычных горных и высокогорных станций и постов, расположенных в долинах рек (вплоть до их истоков), на склонах и водоразделах. Вокруг таких станций, как правило, располагаются выровненные площадки, бесснежные летом хотя бы в течение короткого периода времени.

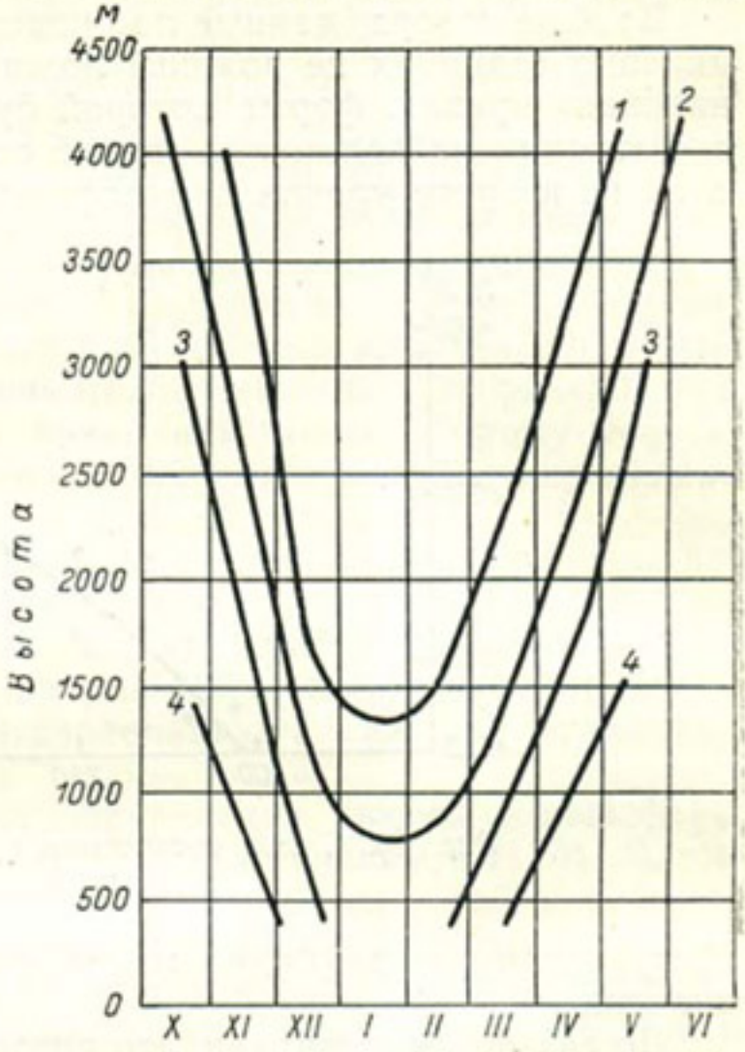


Рис. 27. Изменение с высотой дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова (по О. М. Челпановой).

1 — внутренние районы Памиро-Алая, *2* — наветренные склоны Гиссарского хребта и Западного Тянь-Шаня, *3* — Северный Тянь-Шань, *4* — наветренные склоны Алтая.

Условия наблюдений на таких станциях в целом соответствуют тем требованиям, которые включены в самое определение второго уровня хионосферы. Конечно, влияние тех или иных местных особенностей на залегание и режим снежного покрова неизбежно. По данным метеорологических станций можно, следовательно, построить лишь некоторую среднюю кривую зависимости между высотой местности и длительностью залегания снежного покрова. Однако эту особенность метода нельзя считать его недостатком, так как имеет большой смысл именно определение некоторой средней высоты расположения хионосферы, характеризующей общие климатические условия высокогорья. Экстраполирование надо считать неизбежным. В самом деле, на высотах, соответствующих второму уровню хионосферы, уже должны развиваться снежно-фирновые поля, т. е. наиболее высоко расположенная «бесснежная» станция все же будет находиться на несколько меньшей высоте. Следовательно, кривая, построенная по фактическим данным наблюдений сети станций, «не дойдет» до нужного числа 365.

Если верхние пункты наблюдений расположены на ледниках,

то числа дней со снежным покровом окажутся резко увеличенными; правая часть кривой расположится значительно ниже, и предельная величина абсциссы будет соответствовать меньшей величине ординаты.

Вообще говоря, данные наблюдений на ледниках и на ледниковых станциях не должны ложиться на одну кривую. «Ледниковая» кривая, форма которой будет характеризовать режим снеготаяния на ледниках, может служить для определения высоты не второго уровня хионосферы, а обычной снеговой линии.

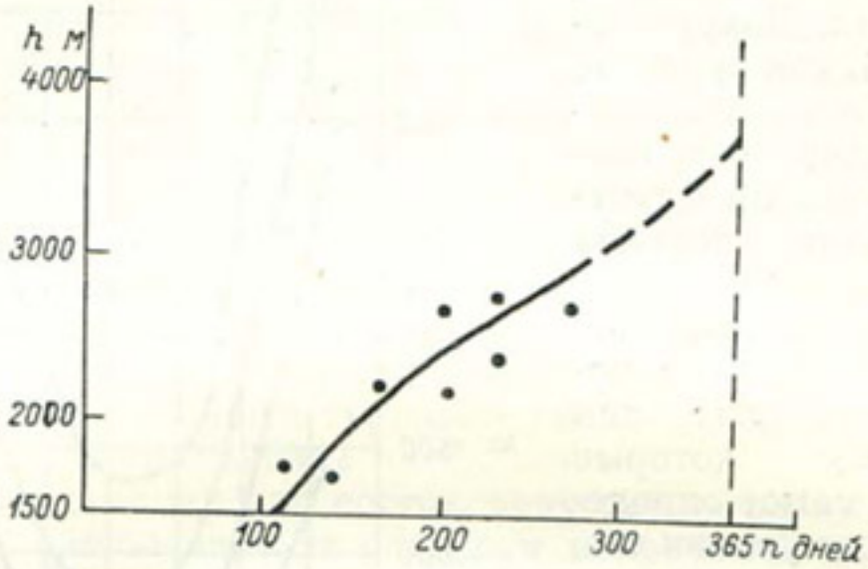


Рис. 28. Схема построения кривой зависимости n от h.

Полученная цифра будет иметь соответствующее контрольное значение.

До сих пор мы считали, что число дней со снежным покровом у снеговой линии на леднике или у второго уровня хионосферы должно достигать 365. Однако это неточно. На среднем многолетнем уровне хионосферы, а также на снеговой границе на ледниках среднее число дней со снежным покровом в году меньше 365 по следующей причине: в годы с опусканием хионосферы оно будет только равно 365 и не может быть больше, в годы с временным поднятием хионосферы оно станет меньше, средняя цифра также окажется меньше 365. Впрочем, разница должна быть небольшой. В самом деле, пусть в отдельные годы снеговая линия поднимается выше нормы на 100 м. Если высотный градиент числа дней со снежным покровом равен 12, то в такие годы это число на обычном уровне снеговой линии станет равным 353. В среднем оно будет еще ближе к 365. Для оценки значения абсциссы, до которого нужно доводить кривую для определения уровня хионосферы, может быть предложен следующий прием. Обозначим это значение через $365 - d$; величину d мы пока не знаем. Пусть для пункта, лежащего несколько ниже снеговой линии, определено за достаточно длинный ряд лет

среднее число дней со снежным покровом, равное N. Отдельные числа в этом ряду (за отдельные годы) будут больше N, другие — меньше. Выразив в таком ряду все числа, бóльшие средней нормы N, через найденное N (как это пришлось бы сделать для уровня снеговой линии), получим новую, несколько меньшую величину той же нормы: $N_1 = N - d_1$. При таком подсчете, следовательно, получается, что среднее число дней со снежным покровом меньше, чем это число в средний по снежности год, и это будет характерно для уровня снеговой границы или для уровня хионосферы. Если выбран пункт, расположенный немного ниже последней, то без большой погрешности можно принять, что $d = d_1$. Если использовать данные о снежном покрове по наблюдениям станций, расположенных на разных высотах, то можно определить зависимость величины d от высоты и от фактической близости пункта к снеговой линии или же ко второму уровню хионосферы; тем самым значение величины d будет определено точнее.

Таким образом, для отыскания уровня хионосферы при помощи построения кривой зависимости годового числа дней со снежным покровом от высоты надо эту кривую доводить экстраполированием до абсциссы, равной $365 - d$, причем величина d подлежит специальному исследованию в каждом отдельном случае.

Климатологический метод определения высоты хионосферы испытан на большом материале Г. К. Тушинским и Н. М. Малиновской (1962, 1963). Составленная ими карта и таблица, которая здесь приводится (табл. 5), имеют большое гляциоклиматологическое значение как для характеристики климатических условий оледенения в разных ледниковых районах СССР, так и для оценки самого метода. Заметим, что ту высотную грань, которая отыскивается при помощи описанного метода в горных странах, Г. К. Тушинский называет «уровнем 365», не применяя понятия хионосфера. Однако это понятие и самый термин используются Г. К. Тушинским в той же книге (1963) применительно к условиям оледенения в полярных странах.

Указанные в табл. 5 высоты «уровня 365» никоим образом нельзя считать вполне надежными или твердо установленными, так как имеющаяся сеть горных метеорологических станций для этой цели недостаточно густа. Фактически наблюдаемые снеговые линии на ледниках располагаются намного ниже того среднего уровня, где возможна аккумуляция снега первоначально на каменной поверхности, притом без участия метелевого переноса масс снега. Общий характер и постоянство такого соотношения высот являются отражением несомненного и неизбежного влияния холодных ледниковых поверхностей, снижающих уровень нулевого баланса снега. С другой стороны, в табл. 5 указаны очень большие, в ряде случаев как бы слишком большие

(больше 1000 м) разности высот снеговой линии и «уровня 365», которые не могут быть вызваны только влиянием подстилающей поверхности. Объяснение должно быть двояким. Во-первых, как

Таблица 5

Ледниковый район	Высота снеговой границы H_1 на ледниках (м)	Высота «уровня 365» H_2 (м)	$H_1 - H_2$ (м)	Число дней с устойчивым снежным покровом на высоте H_1	Разность между числом дней с устойчивым снежным покровом на уровнях H_2 и H_1
Земля Франца-Иосифа	300	300	0	365	0
Новая Земля	350	600	—250	213	152
Хибины	900	1500	—600	220	145
Урал	1000	1700	—700	215	150
Сунтар-Хаята	2300	2900	—600	290	75
Орулган	1800	2600	—800	253	112
Буордахский	2200	2700	—500	297	68
Кодар:					
северный склон	2300	3300	—1000	255	110
южный склон	2500	3300	—800	276	89
Камчатка	1850	3500	—1650	200	165
Алтай:					
север и запад	2300	3100	—800	270	95
Катунский хребет	2900	3600	—700	294	71
Южно-Чуйский хребет	3100	3500	—400	323	42
Западный Алтай	2500	3200	—700	285	80
Саур	3300	4000	—700	300	65
Джунгарский Алатау:					
северный склон	3400	4200	—800	295	70
южный склон	3800	4200	—400	330	35
Заилийский Алатау	3800	4400	—600	315	50
Тянь-Шань:					
Северный	3200	4500	—1300	260	105
Южный	3700	4500	—800	300	65
Кавказ	3500	4300	—800	295	70
Памир:					
юго-запад	4000	5400	—1400	270	95
восток	5000	5400	—400	320	45

это подчеркивает и Г. К. Тушинский, оно заключается в широком и повсеместном (где больше, где меньше) развитии метелевого и лавинного питания ледников, снижающего возможные высотные уровни оледенения. Кроме того, некоторые разности могут оказаться просто завышенными из-за недостаточной репрезентативности использованных данных и вообще по причине их общего недостатка. Ограничение проведенных на карте изо-

линий «уровня 365» районами горных поднятий представляется условием и объяснением отсутствия нужных данных для равнинных местностей.

Успешное применение описанного метода определения высоты снеговой границы и хионосферы требует наличия развитой сети горных метеорологических станций. Весьма важно, чтобы каждая метеорологическая станция организовала наблюдения за снежным покровом не только в непосредственной близости от метеорологической площадки, но и на окружающих горных склонах. Помимо производства специальных, весьма трудоемких снегосъемок, следует рекомендовать систематическое частое фотографирование горных склонов со снежным покровом с определенных пунктов. Если на склоне имеются заранее намеченные высотные реперы, то с помощью такого простого приема можно получить весьма подробные данные о динамике сезонного хода снежного покрова в горных местностях. Кроме того, должны быть рекомендованы контрольные систематические маршрутные наблюдения, организуемые горными метеорологическими станциями и направленные вверх и вниз по долине или по склону. Не осуществляя собственно снегосъемок, таким способом можно получить надежные данные о длительности залегания снежного покрова на разных высотах.

Описанный метод определения высоты расположения хионосферы вполне может быть применен и в том случае, если горы вообще не достигают уровня образования вечных снегов.

Прием экстраполирования кривых числа дней со снежным покровом не ограничивается высотой горного поднятия, но надежность полученных результатов будет, очевидно, зависеть от того, насколько высоко поднята хионосфера над местностью. Однако и приближенные оценки высоты границы хионосферы, распространенные на бесснежные горы, имеют весьма большое научное значение. Высотой расположения хионосферы над земной поверхностью определяются потенциальные возможности появления и развития оледенения в случае опускания хионосферы, т. е. в случае некоторого общего изменения климата.

Закономерности распределения и динамики снежного покрова в зависимости от высоты в разных странах различны. Но если общая форма кривой сомнений не вызывает, то приближенное определение высоты границы хионосферы может быть сделано на основании наблюдений немногих или даже одной метеорологической станции. Выяснив эту форму для ряда типичных случаев, можно, следовательно, расширить и рамки применения описанного метода. Большое дополнительное, а возможно, и основное значение могут иметь в этом отношении аэрологические наблюдения.

Определение высоты хионосферы по числу дней со снежным покровом на определенном

нижележащем уровне в основном сводится к следующему. Зная число дней в году со снежным покровом на некотором определенном уровне, в частности на уровне моря, можно оценить высоту расположения хионосферы. Пусть мы имеем целый ряд (семейство) кривых описанного типа, достаточно надежно построенных и выражающих зависимость между величинами n и h в разных странах (рис. 29). В зависимости от общих климатических условий кривые будут располагаться выше или ниже: ниже — для холодных и влажных стран, где числа дней со снежным покровом велики начиная с уровня моря (пересечение кривых с осью абсцисс); выше — для жарких стран, где снежный покров вообще может появиться лишь начиная с некоторой высоты над уровнем моря. Кроме расположения выше или ниже, кривые могут различаться по своей форме в зависимости от географических условий, особенно от закономерностей вертикального распределения осадков; должны быть, следовательно установлены различные формы кривых. С правой своей стороны кривые переходят в вертикальную линию с абсциссой, равной 365. Дальнейший (на больших высотах) перегиб кривых влево, соответствующий верхним границам хионосферы, на рисунке не обозначен.

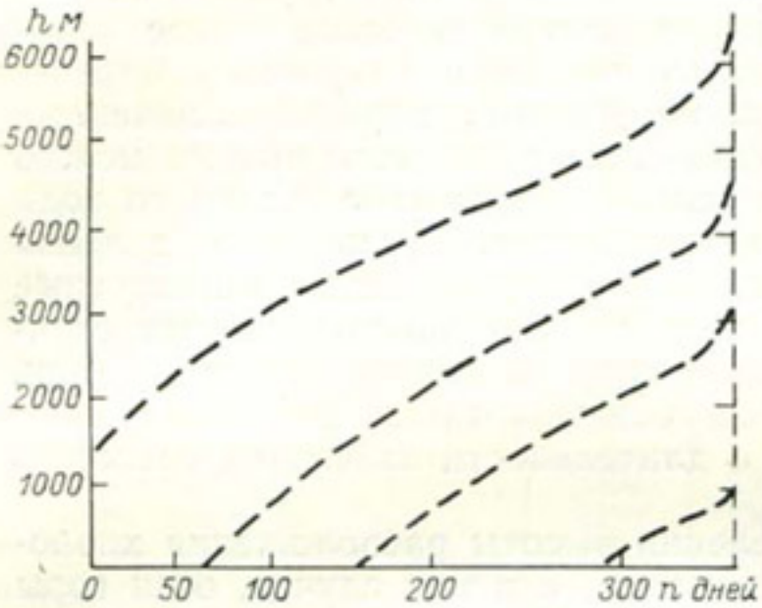


Рис. 29. Семейство кривых зависимостей n от h.

Установив типы кривых, мы могли бы для любого пункта земного шара по числу дней со снежным покровом в году на метеорологической станции и по ее высоте найти высоту расположения хионосферы. Для этой цели мы должны по данным координатам найти точку на поле значений h и n и через нее провести кривую, выбранную по типу в соответствии с общими климатическими условиями местности. Тогда правый край кривой, несколько не доведенный до перехода в вертикаль, покажет высоту расположения хионосферы. Это путь для получения самых широких и общих сведений о высоте расположения хионосферы над земной поверхностью.

Следует особо подчеркнуть, что в полярных странах, где над уровнем местности невысоко располагается и хионосфера, создаются хорошие возможности для определения ее нижней границы. Могут быть использованы соответствующие близкие связи

с разными элементами климата, а также данные аэрологических наблюдений. Представляет большой научный интерес определить, на сколько должна была бы опуститься современная хионосфера (точнее, ее второй уровень), чтобы в тех или иных полярных районах могло начаться развитие покровного оледенения. Но в этом направлении пока еще сделано мало.

ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ВЫСОТУ СНЕГОВОЙ ГРАНИЦЫ И ХИОНОСФЕРЫ

Знаменитому немецкому естествоиспытателю А. Гумбольдту принадлежит попытка дать исчерпывающий перечень факторов, определяющих высоту расположения зоны вечных снегов. В своей книге «Космос» он указывает на большой ряд таких факторов: температуру воздуха в разные времена года, количество выпадающего снега, направление господствующих ветров и их соприкосновение с сушей или морем, степень увлажнения верхних слоев воздуха, высоту отдельных вершин над границей снега и их положение относительно горной цепи, крутизну склонов, близость других снеговых вершин, состояние поверхности равнин, прилегающих к горам.

Сейчас, пожалуй, нельзя согласиться именно с такой систематизацией разнотипных влияний на снеговую линию. Но надо подчеркнуть то, что, по существу, подчеркнуто Гумбольдтом: природный феномен снеговой границы имеет чрезвычайно разносторонние географические связи. Об этом должен помнить любой исследователь горных стран. Снеговая линия всегда указывает на свойства климата, на наличие и интенсивность действия тех или иных факторов, влияющих на климат и оледенение.

Выше было обосновано деление факторов оледенения на три основных типа: климатический, или общеклиматический, орографический, или ороклиматический, и морфологический (одновременно микроклиматический). Это деление полностью применимо к снеговой линии. Любые местные изменения климата, по какой бы причине они ни возникали, всегда оказывают влияние на процессы снегонакопления—снеготаяния. Практически очень важно учитывать влияние местных факторов любого масштаба на снеговую линию не через «климат вообще», а преимущественно путем воздействия на его отдельные составляющие элементы, которые оказывают то или иное существенное влияние на процессы снегонакопления—снеготаяния. Поэтому в первую очередь надо рассмотреть климатический фактор формирования снеговой линии именно с точки зрения детального расчленения его влияния.

Влияние основных элементов климата на положение снеговой линии — это большой вопрос, который очень трудно отделить от содержания третьей главы настоящей книги. Здесь этот вопрос рассматривается кратко.

Количество выпадающих твердых осадков, с одной стороны, положительные температуры воздуха и солнечная радиация, с другой, определяют, как известно, уровень хионосферы и снеговой границы и самую возможность образования «вечного» снега на земной поверхности. Практически очень важен учет и анализ различных возможных сочетаний этих факторов.

Температура воздуха имеет решающее значение в том смысле, что только при очень низких летних температурах снеговая граница снижается до уровня моря, а высокие температуры даже при большом количестве осадков отодвигают ее на очень высокие уровни. Кроме того, при низких температурах солнечная радиация, так сказать, теряет силу и не вызывает сильного таяния снега, поверхность которого сохраняет большую величину альбедо.

Летние температуры воздуха на снеговой границе, как правило, должны быть положительными, иначе невозможно сколько-либо значительное таяние снега. Средние годовые температуры при общей суровости климата вечных снегов также, как правило, должны быть отрицательными. В табл. 6 приведены (по Конраду, 1936) некоторые данные о температуре воздуха у снеговой линии.

Таблица 6

Название местности	Широта (град.)	Абсолютная высота (м)	Средняя годовая температура (град.)	Средняя температура лета (град.)
Сэнтис (Альпы)	47	2600	—2,8	4,7
Северный Тироль	47	2800	—3,8	3,4
Гималаи:				
южные склоны	27—34	4950	0,5	7,2
северные склоны	28—34	5700	—2,8	6,1
Каракорум	29—36	5800	—3,9	6,1
Кордильеры Квито	0	4740	2,0	
Гренландия	64	1100	—18,0	—3,0

Средние полуденные температуры (в градусах) у снеговой линии в Альпах (по Конраду) таковы:

V	VI	VII	VIII	IX	X
0,7	4,2	6,8	6,6	4,7	1,0

Нулевая изотерма летом располагается, как правило, выше уровня снеговой границы. В июле в Альпах она находится на высоте около 3500 м, т. е. примерно на 700—800 м выше снеговой границы. На Алтае нулевая изотерма располагается на уровне примерно 3900 м при высоте снеговой линии 3000 м. Практически это важно в том отношении, что выше снеговой

границы возникает зона частичного стаивания снега с образованием стока талых вод.

Известное значение имеют низкие зимние температуры воздуха, создающие некоторый «запас холода» в толще снега. Но их значение сравнительно невелико. В самом деле, чтобы согреть до точки таяния 1 г снега, охлажденного до —20°, надо около 10 кал. тепла, т. е. в восемь раз меньше, чем для последующего превращения в воду.

Простой расчет показывает, насколько «чувствительна» высота снеговой линии к температурным условиям (конечно, летним, в период таяния). В соответствии с обычной величиной вертикального градиента температуры воздуха в горах достаточно ее изменения на 0,6—0,7°, чтобы поднять или опустить снеговую линию на 100 м (при неизменном количестве осадков). Таким образом, *незначительное* изменение температурного режима вызывает *значительное* изменение высоты снеговой линии.

Важно еще отметить следующее. Температурные условия, хотя и подверженные местным изменениям, все же в первую очередь являются фактором широкого и общего действия как на снеговую границу, так и на хионосферу. Если происходит, например, потепление климата, то повышается снеговая граница и в карах, и на ровных склонах как северной, так и южной экспозиции. При этом будет происходить общее поднятие хионосферы. Такая общность температурного режима, принимаемая с известной условностью для больших территорий, несомненно облегчает оценку величины депрессии (снижения) уровня снеговой границы для тех времен, когда ледники имели бóльшие, чем сейчас, размеры.

Солнечная радиация является основным фактором дифференциации высот снеговой линии в зависимости от экспозиции. На южных склонах хребтов Средней Азии снеговая граница поднимается намного выше, чем на северных (на 700—800 м). Большая затененность, которая возникает под крутыми стенками каров северной экспозиции, в большой мере способствует снижению снеговой границы.

Следует еще отметить, что влияние солнечной радиации и изменений инсоляций в зависимости от экспозиции должно в большей мере отражаться на высоте снеговой границы и в меньшей степени — на уровне расположения хионосферы. Это важно для теоретических расчетов.

Количество выпадающих твердых осадков влияет на высоту снеговой границы прежде всего как фактор широкого и общего действия: где климат более влажный, там ниже уровень снеговой линии и хионосферы. В Альпах на широте 47° на уровне снеговой линии (2700 м) выпадает около 3000 мм твердых осадков. На Алтае на широте 50° на уровне снеговой

линии, поднятой на 200 м выше, выпадает около 1500 мм осадков. Большое количество осадков сопровождается, как правило, и большей облачностью, что также способствует снижению снеговой границы.

В жарком поясе, где главное влияние оказывает сухость или влажность климата, высота снеговой линии может меняться более чем на 2000 м: от 4300—4400 м при изобилии осадков (Эфиопия, 13° с. ш.) до 6300—6400 м в области сухих тропиков (Анды Южной Америки) и даже до 7000 м (Тибет). Как известно, в тропических странах количество осадков может меняться чрезвычайно — от почти полного отсутствия дождей в Сахаре до 12 000 мм на южных склонах Гималаев. Поэтому можно было бы ждать еще бóльших колебаний высоты снеговой линии в жарких странах. Однако снеговая линия не может здесь спускаться на низкие уровни, так как снеготаяние быстро усиливается при снижении уровня, а снегопады здесь свойственны только большим высотам. С другой стороны, даже в самом сухом поясе на больших высотах все же выпадает такое количество снега, которое в условиях холодного воздуха может противостоять прямому действию солнечных лучей, а также сильному испарению в сухом климате.

Существенно важно отметить еще следующее. Нельзя, конечно, отождествлять общую годовую сумму осадков и количество осадков, выпадающих у снеговой границы в твердом виде. Однако на уровне снеговой линии, как правило, жидких осадков выпадает гораздо меньше, чем твердых. В Альпах последних больше в семь раз; они составляют около 85% годовой суммы осадков. Несколько меньшее преобладание твердых осадков наблюдается на ледниках Исландии по причине сравнительно теплого океанического климата Северной Атлантики. Доля осадков, оседающих в виде снежного покрова, необходимого для образования снеговой линии, зависит не только от высоты местности, но и от годового хода осадков, от характера поверхности. Весь вопрос сложен и недостаточно разработан. Можно отметить, что общая большая увлажненность местности способствует снижению хионосферы и снеговой границы, а сухость климата — их повышению.

Все это касается некоторых средних связей между количеством осадков и высотой снеговой линии. Очень важна также вторая сторона влияния атмосферных осадков как элемента климата на снеговую линию: массы снега на склонах гор распределяются неравномерно, и это приводит к зигзагам снеговой линии вверх и вниз. Скопление снега в отдельных пунктах приводит к появлению изолированных «отрезков» снеговой линии на сниженных уровнях и тем самым к возникновению и развитию малых форм оледенения.

Влияние ветра в подобных случаях в связи с метелевым

переносом снега выступает на первый план. Перенос снега ветром в ветровую тень представляет собой весьма общее явление.

Вместе с тем известно, что воздушные течения общециркуляционного характера вызывают преимущественное выпадение осадков на наветренных склонах хребтов, причем на больших пространствах. Таким образом, влияния на снеговую линию осадков и ветра как двух, по существу, разных факторов все время переплетаются. Надо заметить, что влияние воздушных течений различных типов всегда комбинируется с влиянием любых факторов, действующих в области соприкосновения хионосферы с горным рельефом.

Очевидно, и другие элементы климата так или иначе влияют на положение снеговой границы. К этим вопросам нам еще придется вернуться в главе «Климат и развитие ледников».

Сделанные предварительные замечания относительно влияния отдельных элементов климата на снеговые границы надо иметь в виду при оценке возможных уровней снеговой границы и хионосферы в различных географических условиях.

Влияние морского и континентального климата на положение снеговой границы и хионосферы

Как уже указывалось выше, морские климаты в целом, по сумме характеристик, более благоприятны для оледенения, чем континентальные. Это значит, что «морские» черты климата способствуют понижению уровня снеговой границы и хионосферы, а усиление континентальности вызывает повышение хионосферы.

При сравнении уровней снеговой границы в ледниковых, лежащих примерно на одной широте странах с морским и континентальным климатом обнаруживаются большие различия в их абсолютных высотах. Так, в пределах 60—65° с. ш. в Исландии, в западной части Норвегии, в Южной Гренландии снеговая граница располагается на высотах 750—1100 м, а на северо-востоке Сибири в истоках Индигирки — около 2300 м. На Этне (37°30′ с. ш.) снеговая граница лежит на высоте 2900 м, а на такой же широте на Памире она поднимается до 5500 м.

В Норвегии по мере удаления от западных берегов быстро ослабевают свойства морского климата и появляются черты континентальности. Одновременно происходит повышение снеговой линии: между 61 и 62° с. ш. на расстоянии 200 км это повышение составляет около 1000 м (табл. 7, по Альману, 1922).

Изменение степени континентальности климата, обычно усиление континентальности с запада на восток, наблюдается и в странах, расположенных не на берегу океанов, в частности в глубине континента. Общая причина заключается в том, что в этом направлении, подчиняясь общей циркуляции атмосферы,

могут на высоких уровнях очень далеко распространяться океанические влияния; но они задерживаются западными отрогами основных горных поднятий, причем меняется и весь механизм атмосферной циркуляции. Одновременно происходит поднятие снеговой границы: в Альпах примерно от 2400 до 3200 м, на Кавказе от 2700 до 3700 м, на Алтае от 2400 до 3500 м. Подобное повышение снеговой границы может рассматриваться иногда как результат влияния «массивности» гор.

Таблица 7

Расстояние до берега (км)	Высота границы фирна (м)	Средняя температура лета на границе фирна (град.)
20	1250	4,4
100	1600	3,0
130	1650	3,9
170	1750	3,2
190	2200	0,3

Причина того, что в морском климате снеговая граница обычно располагается ниже, чем в континентальном, комплексная; она заключается в общих различиях двух климатических режимов, которые уже были указаны раньше. С точки зрения гляциологии важно подчеркнуть, что по высотам снеговой линии можно проследить, как в пределах горной страны меняется степень континентальности, изменяя и условия оледенения. Алтай — очень хороший пример в этом отношении. Вместе с тем в районе массива Белухи (4506 м) очень высокого внутреннего горно-ледникового центра Алтая, снеговая линия испытывает местное понижение примерно на 150 м (Тронов, 1949). Уменьшение степени континентальности проявляется здесь не только в уменьшении количества осадков, но и в уменьшении амплитуды годового хода температуры воздуха: на станции Аккем близ Белухи она составляет 29°, а на более отдаленной станции Катонда 39°.

Восточнее Белухи вдоль Катунско-Чуйской горной цепи наблюдается еще раз местное снижение снеговой линии, приуроченное к Южно-Чуйскому центру оледенения. Сопоставление высот снеговой линии и границы леса свидетельствует о том, что главной причиной характерного для Алтая повышения уровня снеговой границы в направлении с запада на восток является общее уменьшение увлажненности горной страны.

С точки зрения задач климатологии также надо подчеркнуть значение указанной зависимости высот снеговой линии от континентальности климата. При очень трудном излучении высокогорных стран оценку степени континентальности климата в разных

ее районах нельзя рассматривать только как некоторый вывод из наблюдений существующих метеорологических станций. Если она может быть сделана по косвенным признакам, в частности по данным о снеговых границах, то ее можно использовать и в общем описании климата и в целях организации его дальнейшего изучения.

Влияние экспозиции склонов на высоту снеговой границы и хионосферы

На южных склонах (в северном полушарии) вследствие более сильной инсоляции снеговая линия, как правило, поднимается выше, чем на северных. Обычно в гляциологии сравниваются высоты снеговой линии на северных и южных склонах хребтов, причем на вторых она большей частью выше, иногда значительно выше. Ниже приведены значения высоты снеговой линии (в метрах) в зависимости от экспозиции (Берг, 1938, стр. 399):

Название местности	Северный склон	Южный склон
Альпы, Финстерааргорн . . .	2850	3010
Джунгарский Алатау	3000—3300 (3400)	3500—3800
Заилийский Алатау	3600	3900
Терскей-Алатау	3500—3800	4000—4270
Хребет Петра I, западная часть	3800	4200
Алайский хребет	4000	4800

Однако оценка таким способом непосредственного влияния солнечной и затененной сторон на высоту снеговой линии все же затруднительна. Суть дела заключается в том, что гребень хребта разделяет склоны, отличающиеся друг от друга не только интенсивностью инсоляции, но и рядом других климатических показателей.

По-видимому, следующие условия залегания ледника благоприятны для прямого определения влияния экспозиции (северной и южной) на высоту снеговой линии (рис. 30). Ледники, залегающие в бассейнах симметричной формы, спускаются в направлении с востока на запад и с запада на восток, имея в тылу высокий снежный гребень, расположенный меридионально. Допустим, что основное направление ветров, приносящих влагу, западное. Тогда снеговая линия на леднике расположится примерно так, как показано на рис. 30, причем разность ее высот, обусловливаемая экспозицией, принята равной 250 м. Учитывая основное направление ветра, можно сказать, что на восточном

леднике снеговая линия, вообще говоря, должна быть несколько поднята (на рис. 30 на 150 м). Разность между ее высотами на теневом и солнечном склонах показана несколько большей, чем в условиях западного ледника.

Правая часть рис. 30 изображает левый поток большого ледника Актру (на Алтае); высота снеговой линии на нем меняется в зависимости от экспозиции склонов от 2850 до 3150 м.

Влияние солнечной или теневой экспозиции склонов на уровень снегонакопления не ограничивается только различиями в высоте снеговой линии на ледниках. Имеются еще важные черты этого влияния.

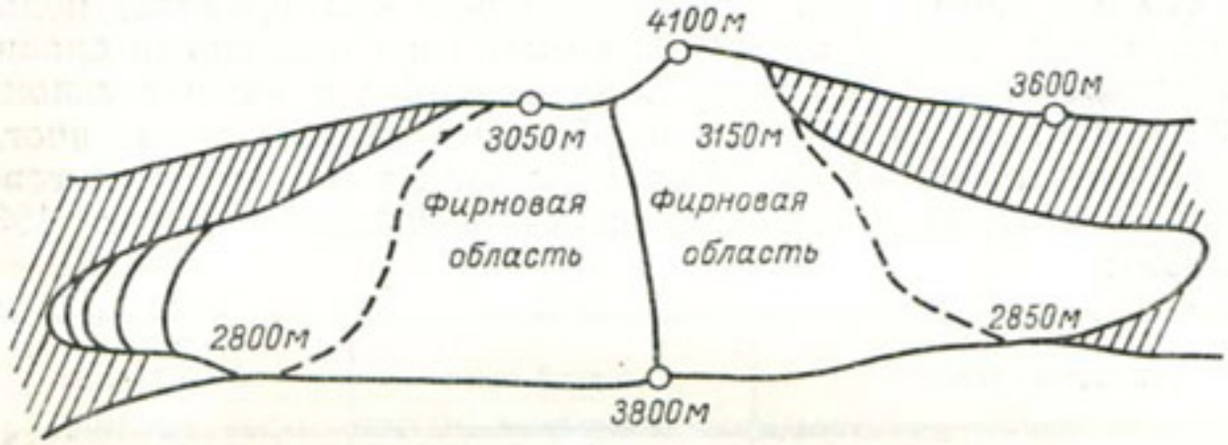


Рис. 30. Схема расположения снеговой линии на ледниках, имеющих западную и восточную экспозицию.

1. Общая степень заснеженности на северных склонах больше, чем на южных. На северных склонах встречается много снежно-фирновых полей малой мощности, а на наклонных поверхностях южной экспозиции они сохраняются очень плохо. На Алтае такие ровные поверхности остаются обнаженными от снега до высот 3700—3800 м и выше (рис. 31).

2. Снеговая линия на южных склонах нередко разрывается, теряет устойчивость по высоте, иногда исчезает вовсе. В то же время ее «отрезки» на отдельных ледниках могут лежать примерно на той же высоте или лишь немного выше снеговой границы на северном склоне. Очень характерен в этом отношении участок Катунского хребта к западу от Белухи. В непосредственном соседстве с Белухой снеговая линия располагается на одинаковой высоте (около 2750 м) и на северном и на южном склонах. Но дальше к западу, от источников реки Верхнего Курагана до истоков реки Тальменки (примерно 20 км), она обрывается, исчезает вовсе, так как исчезают и ледники. В то же время на северном склоне хорошо прослеживается (по малым ледникам в карах) ее постепенное понижение до 2700—2600 м и ниже. Каменные же ниши каров на южном склоне нагреваются солнцем слишком сильно, чтобы в них могли сохраняться малые леднички, носители снеговой линии.

3. Влияние экспозиции склонов (по отношению к странам света) на положение снеговой линии имеет еще одну характерную черту: это влияние не совпадает с влиянием на хионосферу. В указанном примере нет никаких оснований считать, что хионосфера располагается над южным склоном выше, чем над северным. Надо считать, что действие прямых солнечных

Рис. 31. Бесснежные склоны южной экспозиции.

лучей на южных склонах поднимает снеговую линию, а на северных склонах несколько ее опускает по сравнению с уровнем нижней границы хионосферы.

Второе влияние экспозиции склонов связывается с тем, что одна сторона хребта (один склон) является наветренной, а другая сторона (или другой склон) — подветренной. Это влияние включает в себя две противоположные черты: 1) обычную бóльшую увлажненность наветренных склонов высоких хребтов, 2) метелевый перенос снега на подветренные склоны.

Первый тип влияния заключается, следовательно, в снижении снеговой границы на наветренных склонах в результате увеличения количества осадков; на подветренной стороне осадков меньше и снеговая линия выше. Такой тип влияния экспозиции склонов может проявляться в самых различных территориальных масштабах и может иметь самую различную интенсивность.

Вся система отрогов одной стороны хребта может получать больше или меньше осадков, чем отроги другой стороны.

Примеры общеизвестны: Гималаи, хребты Аляски, Кавказ и многие другие. В южной части побережья Аляски на склонах высокого хребта, открытых постоянным влажным западным ветрам, осадков очень много (на станции Латуш 4379 мм) и снеговая линия опускается до 600—700 м. Во внутренних же районах страны, где климат сухой и континентальный, снеговая граница на прилегающих восточных склонах гор поднята до 1800 м.

Во всех этих случаях влияние собственно экспозиции (по отношению к странам света) в той или иной степени отходит на второй план по сравнению с влиянием увлажнения. Разность высот снеговой линии становится климатическим показателем характера и силы действия горного хребта как фактора, приводящего к различию климатов. Это обстоятельство тем более важно, что часто о свойствах климатической границы из-за отсутствия высокогорных станций приходится судить по данным удаленных станций, не отражающих непосредственно пограничные условия.

Важно еще отметить, что влияние этого фактора на снеговую границу и на хионосферу по причине характера его действия, очевидно, должны совпадать.

На внутренних горных хребтах склоны разной экспозиции хорошо отражают влияние прямой солнечной радиации разной интенсивности. Влияние же наветренных и подветренных склонов, вообще говоря, ослаблено по сравнению с аналогичным влиянием той или иной горной системы в целом.

На Алтае эта черта влияния экспозиции склонов выражена очень отчетливо (Тронов, 1949). Выше был приведен пример южного склона Белухи, где количество осадков увеличено до 3000 мм и снижена снеговая линия вследствие подхода с наветренной стороны глубокой долины реки Катуни. Но зато южные склоны Катунского хребта к востоку от Белухи и еще далее к востоку южные склоны Южно-Чуйского хребта представляют собой пример весьма ослабленного влияния наветренной стороны хребта. Параллельно хребтам с наветренной стороны и довольно близко к водораздельной линии здесь располагаются крупные долины рек Коксу и Ясатера. Снеговая линия здесь по сравнению с Белухой повышается резко, примерно на 250 м; оледенение становится слабым, как бы не соответствующим (в условиях Алтая) значительным абсолютным высотам хребтов.

Горный узел Биш-Иирду в Центральном Алтае дает пример того, как хорошо выраженная климатическая граница, внутренняя по отношению к горной стране в целом, связывается не с одной линией хребта, а со сложным узловым сплетением высоких гребней. Восточные склоны Биш-Иирду очень сухи, безлесны, а снеговая линия поднята до 3100 м. Запад и центр

хорошо увлажнены, лесисты, а снеговая линия расположена на 200—250 м ниже. Хорошая увлажненность склонов в истоках рек, которые отнесены к центральному району горного узла и загорожены высокими горами со всех сторон, объясняется подходом с запада трех глубоких долин (рек Карагем, Юнгур и Шавла, притоков Аргута), служащих руслами для движения воздушных масс (Тронов, 1949).

Принципиальное значение в учении о снеговой линии и хионосфере имеют многочисленные случаи обратного влияния наветренного и подветренного склонов, когда на первом из них снеговая линия лежит выше, чем на втором. Хорошо известен следующий пример. В Канаде в горах Селькирк, расположенных вдоль западного берега реки Бивер, лежат обширные снеговые поля; с ними связаны более крупные ледники, текущие на запад, и малые ледники, обращенные на восток. Тем не менее высота снеговой линии на восточных склонах (2100 м) значительно меньше, чем на западных (2400—2500 м). Причина заключается в переносе снега ветром на низкие уровни подветренной стороны (Калесник, 1939).

Сильные местные влияния метелевого переноса снега на высоту снеговой линии убедительно подтверждаются новыми исследованиями на Северном Урале, в Хибинах, на Алтае, Кавказе и в других странах. На метелевый перенос снега было обращено большое внимание в период Международного геофизического года. Г. К. Тушинский (1963) на основании исследований Института географии АН СССР и материалов сети метеорологических станций Гидрометслужбы приводит для северных районов Урала следующие средние данные: высота снеговой границы на ледниках 1000 м; «уровень 365» — 1700 м. Л. Д. Долгушин (1963) указывает, что на севере Урала ветер отлагает массы снега в отрицательных формах рельефа на подветренных склонах и тем самым создает «огромный разрыв между высотой климатической снеговой линии и уровнем, на котором концентрируются твердые атмосферные осадки, дающие начало ледникам» (стр. 48).

На ледниках Приполярного Урала накапливается до 10—12 м снега в год, что во много раз больше толщины нормального снежного покрова в этом районе. Вместе с затененностью под высокими стенками каров создаются микроклиматические условия, резко отличные от среднего климата района, и резко (на 700—1000 м) также снижается уровень снеговой границы (Тушинский, 1963; Долгушин, 1963).

Надо заметить, что трудно оценить вполне надежно, на сколько на уральских ледниках снижена снеговая линия, так как все ледники на Урале имеют ветровое питание; средний в климатологическом отношении уровень снеговой границы практически не наблюдается. Тем не менее большая величина этого сни-

жения подтверждается рядом признаков с полной достоверностью.

Типичные «ветровые» ледники на Алтае описаны в литературе неоднократно (Тронов, 1949; Ивановский, 1957). Они залегают в карах и имеют сниженную снеговую линию. Эти вопросы ниже рассматриваются отдельно. Но на Алтае вполне определенно констатируется также массовый перенос снега через самые высокие гребни, принимающий активное участие в питании самых больших ледников. Наглядным свидетельством этого переноса является скопление огромных масс фирна на северной стене Белухи. Они обрушиваются на Аккемский ледник, существенно увеличивая объем его питания (см. рис. 45). Весь процесс характеризуется большой мощностью; но вместе с тем, повидимому, не затрагивает уровня расположения снеговой линии на высоте 2800—2850 м; она здесь, несмотря на северную экспозицию, на 100 м выше, чем на Катунском леднике.

Таким образом, влияние обращения склонов хребтов в ту или иную сторону на высоту снеговой линии оказывается очень сложным и разнообразным. Нужно отметить следующую принципиальную сторону вопроса.

Снеговая линия и изменения ее высоты под влиянием метелевого переноса снега представляют собой климатическое явление, хотя и связанные с рельефом. Между тем уровни аккумуляции снега, иногда резко сниженные в ветровой тени, как бы выходят из-под контроля климата. Если массы снега и фирна с крутого подтветренного склона сваливаются на нижнюю ступень, то этот последний уровень действительно не является климатическим. Но это, однако, лишь частный случай. Навевание же снега ветром и местное снижение уровня снеговой границы должны рассматриваться как микроклиматические (иногда мезоклиматические) явления. Как и любые микроклиматические показатели, данные о таких измененных высотах снеговой линии не должны отрываться от представления о климатической снеговой границе. В то же время во всех случаях данные о высотах снеговой линии должны оцениваться с точки зрения их репрезентативности для характеристики климатических условий оледенения.

Дополнительные замечания о влиянии орографического фактора на высоту снеговой границы

Охарактеризованные выше климатические влияния на уровень снеговой границы сочетаются различным образом, но в относительно крупном масштабе с воздействием местных орографических условий. Влияния эти сложны, разнообразны и недостаточно изучены. Ниже мы отметим некоторые основные их черты, типичные для горной страны среднеширотного пояса, ха-

рактеризующейся внутренним разнообразием ороклиматической базы оледенения. Очень типичен в этом отношении горный Алтай.

Влияние расположения хребтов и долин не ограничивается усилением, ослаблением или вообще видоизменением влияния экспозиции склонов по отношению к общецир-куляционным процессам. Оно имеет также значение некоторого самостоятельного фактора формирования внутренних различий, связанных, в частности, с изменениями высоты снеговой границы. Наиболее типичным проявлением влияния этого фактора на высоту снеговой линии является следующее: снеговая линия в тылу главных долин, отходящих от водораздельных линий хребтов, располагается обычно ниже, чем на поперечных отрогах. Так, на Катунско-Чуйском хребте снеговая линия в среднем располагается на 100 м ниже, чем на отрогах хребта (Тронов, 1949).

Влияние этого типа может быть весьма значительным, по отношению к общему характеру климата его можно назвать мезоклиматическим. С этим влиянием, в частности, связывается слабость боковых «спутников» у главных ледников, залегающих в тылу крупных долин. Помимо обычного понижения боковых отрогов по сравнению с главным хребтом, добавочную роль играет также и характер циркуляции воздуха в долинах. Хорошим примером является долина реки Талдуры с большим Талдуринским ледником в тылу (юго-восточный Алтай); снеговая линия располагается на этом леднике на высоте около 3000 м. Боковые отроги хребта по сторонам долины очень высоки (до 4000 м) и почти не уступают по высоте главному хребту. Но снеговая линия на них расположена на 150 м выше, и они несут на себе лишь небольшие ледники, не присоединяющиеся к главному леднику.

Влияние окраинного и внутреннего положения хребта на высоту снеговой линии многократно отмечено в литературе по гляциологии. Если от окраины горной страны, подверженной воздействию влажных воздушных масс, продвигаться в глубь страны, то, как правило, будет наблюдаться повышение снеговой границы. На окраинных хребтах Западного Кавказа, открытого ветрам западной половины горизонта, снеговая линия располагается примерно на высоте 2700 м. На Центральном Кавказе, между Эльбрусом и Казбеком, она повышается до 2900—3100 м, а на востоке, в районе Базар-Дюза, — даже до 3780 м (Калесник, 1963). Хребты Ивановский и Иолго, крайние с запада и севера хребты Алтая, несущие малое оледенение, имеют снеговую линию на высоте 2300—2400 м. В Центральном Алтае она нигде не спускается ниже 2700 м. В Альпах разность между высотой снеговой линии на окраинных с севера и запада хребтах и высотой этой линии во внутренних областях составляет 300—400 м. В Заилийском Алатау снеговая линия

располагается на 3600—3900 м, а на Хан-Тенгри — 4200—4300 м. На рис. 32 представлена составленная Р. Д. Забировым (1955) карта-схема высот снеговой линии на Памире. От окраинных хребтов к внутренним районам Памира снеговая линия повышается на 1200 м.

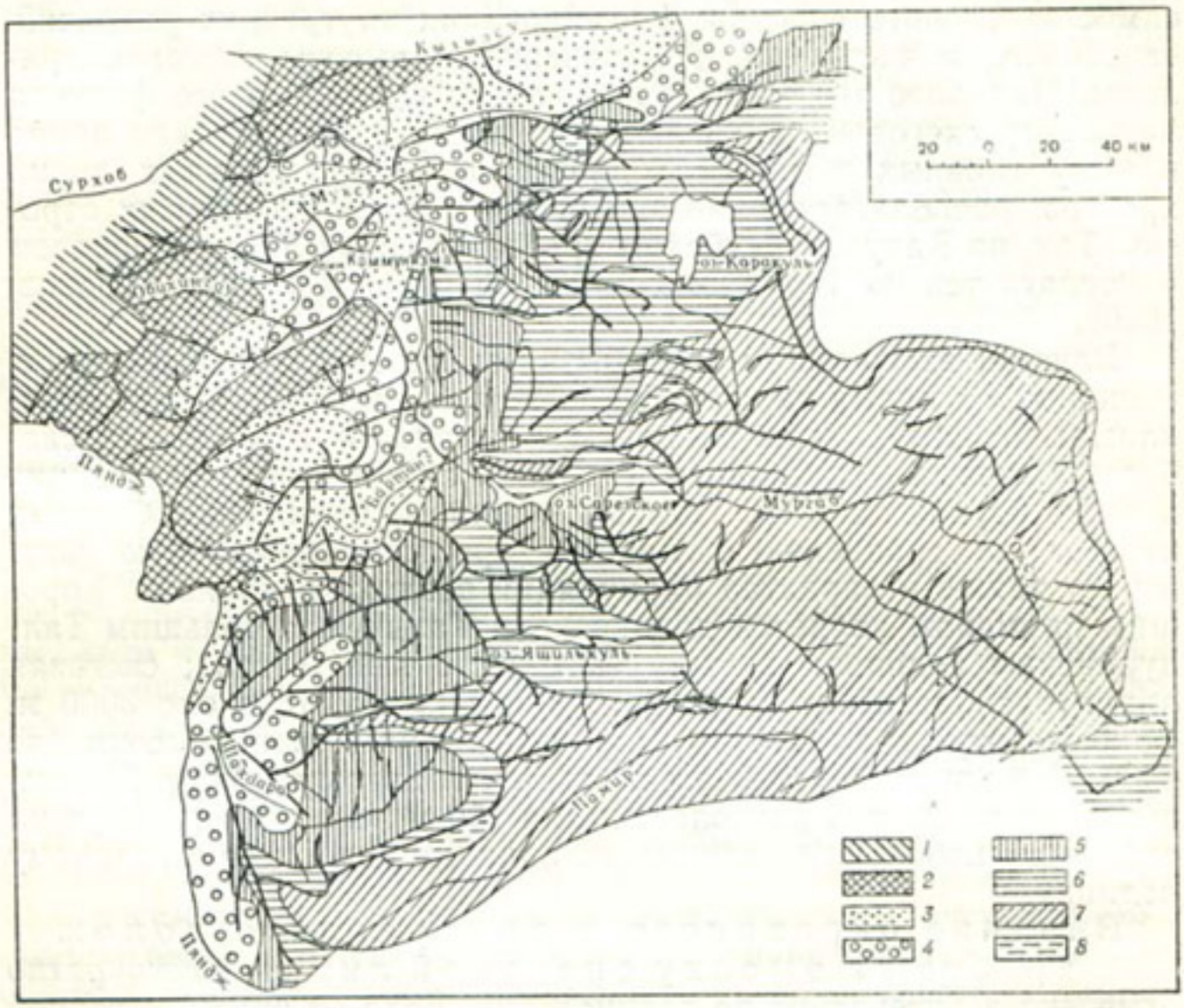


Рис. 32. Схема высот снеговой линии (по Р. Д. Забирову).

Высота снеговой линии (м): *1* — до 4000, *2* — 4000—4200, *3* — 4200—4400, *4* — 4400—4600, *5* — 4600—4800, *6* — 4800—5000, *7* — 5000—5100, *8* — 5100—5250.

Таких примеров можно привести очень много. Причина везде одна и та же: окраинные хребты, если только они не представляют собой отрогов, отходящих в сторону внутреннего плоскогорья, первыми получают влагу от несущих ее воздушных масс. Эти же воздушные массы к склонам внутренних хребтов подходят в той или иной степени иссушенными. В то же время внутренний влагооборот, возникающий благодаря выпадению осадков, стоку, испарению и переносу влаги при движениях воздуха внутри горной страны, не может обладать столь же большой интенсивностью, как «внешний» влагооборот (рис. 33).

Вместе со снеговой границей снижается на окраинах горных

стран и граница оледенения. На Западном Кавказе первые ледники появляются на вершинах Фишт и Оштен высотой всего лишь 2900 м. На Центральном Кавказе такая высота вершин совершенно недостаточна для образования ледников, они появляются лишь на вершинах не ниже 3300 м. На западных хребтах Алтая имеются небольшие леднички под вершинами высотой 2600—2700 м. В горном узле Биш-Иирду (Центральный Алтай) для образования малых ледников требуются высоты не менее 3100—3200 м.

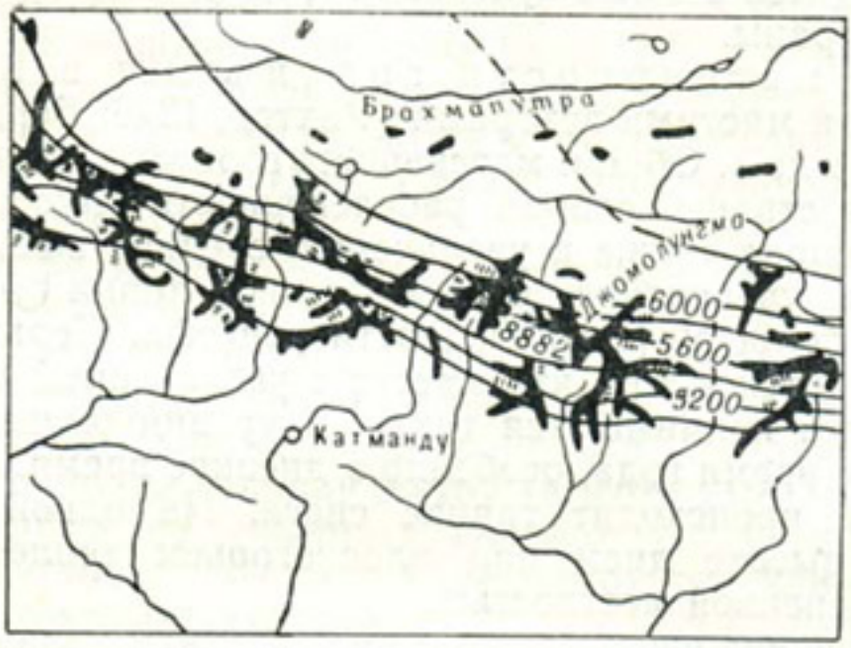


Рис. 33. Снеговая граница в Гималаях (по Г. Виссману).

Благодаря снижению границы оледенения на окраинах ледниковых стран значительно расширяются общие границы распространения ледников. Главные ледниковые центры Алтая расположены внутри горной страны, так как только здесь имеются вершины выше 4000 м, намного превышающие высоту и границы оледенения и снеговой линии. Хребты же с вершинами ниже 3000 м, расходящиеся к окраинам страны, несут на себе очень много малых ледничков, разбросанных на расстоянии 500 км. Они могут сохранять современное оледенение лишь благодаря относительно невысокому уровню хионосферы.

Это правило относительно влияния внутреннего и периферического расположения горных хребтов на высоту снеговой линии не носит все же абсолютного характера и может в той или иной степени нарушаться под действием других факторов. Например, как указывалось выше, в тылу больших долин, служащих руслами для движения масс воздуха, снеговая линия понижается по сравнению с боковыми склонами, хотя участки последних могут лежать ближе к окраине горной страны, чем самый тыл долины. Внутренние, но очень высоко поднятые, орографические

и ледниковые узлы не могут считаться загороженными от влагонесущих воздушных течений. Наилучший пример на Алтае — это Белуха. Сниженный уровень снеговой линии является показателем того, что массив Белухи представляет собой не только ледниковый, но также внутренний гидроклиматический центр на Алтае. Талые воды ледников Белухи дают питание шести полноводным речным потокам.

Нарушение общего правила может иметь место и в том случае, если окраинные горные цепи или отроги основных горных хребтов находятся в более сухом климате, чем центральные районы горной страны.

Эффект массивности гор известен в гляциологии давно и описан многими авторами (Рихтер, 1888; Берг, 1938; Калесник, 1963, и др.). Общая массивность горного поднятия или же части горной страны, слабая расчлененность глубокими долинами, приводящая также к увеличению средней высоты местности, вызывают увеличение высоты снеговой линии по сравнению с условиями большой расчлененности рельефа. Первая причина этого заключается в том, что вместе с увеличением средней высоты местности поднимаются также и уровни одинаковых изотерм в теплое время года, особенно в дневное время, когда главным образом происходит таяние снега. На одной и той же абсолютной высоте днем над плоскогорьем теплее, чем над сильно расчлененной местностью.

Другая причина связывается с уменьшением количества осадков, которые в основном сосредоточиваются на окраинах этих поднятий и мало «проникают» в их внутренние районы. В особенности это справедливо по отношению к плоскогорьям, окруженным высокими горами. В этом случае не только сами плоскогорья, но и внутренние горные цепи получают относительно мало осадков и имеют высоко поднятую снеговую линию.

В Альпах с массивностью поднятия связаны три области особенного повышения снеговой линии: 1) западная (Монблан, Котские и Грайские Альпы) — до 3350 м; 2) средняя (Пеннинские Альпы) — до 3300 м; 3) восточная (Бернина, Ортлер, Эцтальские Альпы) — до 3200 м. Хорошо известен уже приведенный выше пример Памира, где на западе расчлененный рельеф способствует очень большому (больше 1000 м) снижению снеговых границ по сравнению с внутренними районами. Вообще примеров можно привести много.

Эффект массивности гор можно сопоставить с влиянием окраинного и внутреннего расположения хребтов на высоту снеговых границ. Однако это не одно и то же. Так, горный узел Биш-Иирду расположен в глубине Алтайской горной страны, но снеговая линия здесь опущена в связи с сильной расчлененностью рельефа. Очень хорошо эффект массивности гор сопоставляется с чертами морского и континентального климата. В этом отноше-

нии пример горного узла Биш-Иирду также весьма убедителен.

Горный узел Биш-Иирду находится в восточной части Центрального Алтая, где уже очень велика континентальность климата; протяженность узла с севера на юг 30 км, с запада на восток 40 км. Он представляет собой сложное сплетение высоких гребней с вершинами высотой 3600—4200 м и с очень глубокими и узкими долинами. Крупные ледники (ледник Маашей площадью 15 кв. км) спускаются до 2200—2300 м и имеют большую вертикальную протяженность. Фирновые поля частью раскинуты широко, частью спускаются крутыми уступами. Ледников всего 158 (много мелких) с площадью около 150 кв. км. Полноводные речные потоки, притоки рек Чуи и Аргута, стекают во все стороны: на север и юг, запад и восток. Преобладают альпийские формы рельефа, но на восточной окраине Биш-Иирду развиваются плоские водоразделы; плоско-округлая вершина Купол имеет высоту 3600 м.

Постоянная метеорологическая станция Кош-Агач, расположенная в Чуйской степи несколько восточнее Биш-Иирду на высоте 1750 м, отмечает большую континентальность и сухость климата: амплитуда годового хода температуры воздуха составляет 46°, годовая сумма осадков 120 мм. Однако экспедиционные наблюдения на станции Актру (высота 2150 м), приближенной к ледникам на северных склонах Биш-Иирду, показали большое смягчение собственно высокогорного климата: годовая амплитуда температуры только 24° (июль 9,7°, январь —19,5°), годовая сумма осадков 640 мм. На ледниках осадков в полтора раза больше.

Высота снеговой границы в горном узле Биш-Иирду изменяется от 2850 до 3200 м, демонстрируя влияние различных факторов, а именно:

1) северная и южная экспозиция склонов, разность высот снеговой линии 300 м;

2) внешние склоны горного узла, открытые на запад и на восток; разность уровней снеговой границы 230 м (2870 и 3100 м);

3) неблагоприятная экспозиция, но имеется компенсирующее влияние подступающей с юга глубокой долины; высота снеговой линии 3030 м;

4) неблагоприятные условия аккумуляции на открытой плоско-округлой вершине; уровень снеговой линии самый высокий (3200 м).

Эти цифры характерны, хотя требуют еще уточнения. Следует особо подчеркнуть, что такие цифры очень нужны в климатологии и гидрологии. Они свидетельствуют о местных (разного масштаба) особенностях климата, о факторах, воздействующих на климат. Они являются важными ориентирами в организации климатологического и гидрологического изучения высокогорных районов.

СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ В КАРАХ

Этот вопрос в большой мере является гляциогеоморфологическим, так как с ним неразрывно связывается проблема происхождения и развития каров. Но и с точки зрения гляциоклиматологической вопрос является сложным и комплексным по причине главным образом фактического разнообразия условий формирования ледников и снежников в карах.

Обыкновенно в гляциологии отдают предпочтение данным о снеговой линии на крупных и притом пологих ледниках, так как в этом случае «искажающее» влияние рельефа относительно уменьшено и снеговая линия лучше отражает общие климатические условия. Действительно, высота расположения малых, в особенности самых малых ледников, а следовательно, и соответствующих «отрезков» снеговой линии кажется иногда как бы случайной, не подчиненной общим климатическим условиям, слишком зависящей от местных условий рельефа.

Известно (выше об этом было сказано), что на ледниках Приполярного и Полярного Урала снеговая линия резко снижена вследствие метелевого навевания снега в кары. С. В. Калесник в книге «Горные ледниковые районы СССР» (1937, стр. 16) назвал уральские ледники «климатически неоправданными, существующими как бы независимо от климата и даже вопреки ему, в силу одних только благоприятных условий рельефа».

Выражение «климатически неоправданные» надо, очевидно, понимать условно, так как снеговая граница на ледниках все же соответствует местным микроклиматическим условиям. Общее влияние климата на положение снеговой линии, очевидно, сохраняется, но ее связь с возможным уровнем климатической снеговой границы как бы затушевывается, становится недостаточно определенной. Отсюда возникают различные важные вопросы, как-то: 1) какие могут быть указаны закономерные соотношения между высотами снеговой линии в карах и на крупных ледниках? 2) можно ли по наблюдениям на каровых ледниках определить в достаточной степени надежность уровня климатической снеговой границы? 3) можно ли по высоте расположения каров восстанавливать высоту древних климатических снеговых границ?

Большое значение этих вопросов вытекает уже из того, что каровые ледники — наиболее универсальная форма оледенения на земном шаре. Без учета снеговых границ в карах наравне и параллельно со снеговыми или фирновыми линиями на крупных ледниках в областях большого оледенения наши сведения о географическом распределении этого важнейшего гляциоклиматического показателя были бы весьма неполными.

Л. Д. Долгушин (1963, стр. 48—49) пишет так: «Все совре-

менное оледенение Урала целиком расположено ниже климатической снеговой границы; так было и в голоцене». И далее: «Поэтому нельзя без анализа всего комплекса природных условий района принимать за уровень древней снеговой границы некоторые формы нивально-ледникового рельефа, сохранившегося в горах, в частности кары». Эти слова справедливо подчеркивают трудность обоснованного ответа на поставленные три вопроса. По отношению к Уралу она увеличивается тем, что больших ледников там нет и нет возможности прямого сопоставления уровней снеговой линии в разнообразных условиях образования. Однако можно привести пример другой горной страны, где подобные необходимые прямые сравнительные наблюдения вполне возможны в очень широком масштабе.

Только в советской части Алтая каровых, висяче-каровых и долинно-каровых (близких к каровым) ледников не меньше 800. Во многих местах оледенение представлено только малыми формами, но в ряде районов, таких, как Белуха, Биш-Иирду и др., имеет место близкое соседство крупных ледников (площадью 10 кв. км и более) с малыми каровыми ледниками. Ряд второстепенных узлов оледенения характеризуются большим числом ледников, малых и средних по размерам. Имеются разнообразные возможности сопоставления уровней снеговой линии в различных условиях ее образования.

Снеговая линия на поверхности каровых ледников (не слишком малых) нередко бывает выражена очень четко в виде ровной линии, приближенной обычно к задней стенке. Но бывает и так, что маленький ледничок либо освобождается летом полностью от снега, либо, наоборот, до конца летнего сезона остается сплошь закрытым снежным покровом. Старый зимне-весенний снег либо подбеливается летними снегопадами, либо загрязняется, а иногда (например, на Алтае) приобретает красноватый цвет из-за появления на поверхности особой снежной водоросли. Динамика снежного покрова на малых каровых ледниках под влиянием метелевого или лавинного переноса снега может оказаться совсем не такой, как на больших ледниках. Эти обстоятельства увеличивают разносторонность научного значения вопроса о снеговой линии в карах.

Полного и значительного исследования снеговых линий в карах Алтая в настоящее время еще нет. Тем не менее могут быть отмечены два главных случая, имеющих принципиальное значение.

Случай резкого снижения снеговой линии в некоторых карах подветренных склонов представлен вполне типично, хотя интенсивность метелевого переноса снега здесь, по-видимому, слабее, чем на Урале или в Хибинах. Очень интересным примером в этом отношении является район к северу от Белухи. Плоский водораздел между реками Кочурлой и Аккемом (притоками Ка-

туни) покрыт высокогорной тундрой на высоте 2800 м; снежных скоплений здесь нет вовсе. На его восточном (подветренном) склоне под тундровой площадкой в глубоком каре образовался небольшой ледник; снеговая линия на нем располагается на высоте всего лишь 2600 м. Аналогичные ледники имеются в Теректинском хребте на Алтае. Типичное благоприятное

Рис. 34. Висяче-каровый ледник, защищенный от таяния снежником. *Фото Н. И. Иванова.*

условие везде одно и то же — это наличие вверху плоского водораздела, с которого сдуваются массы снега.

Высота снеговой линии под воздействием метелевого переноса снега как главного (одного из главных) фактора становится неустойчивой. Она может сильно измениться при переходе от одного к другому, а также и во времени — от одного года к другому. Причина понятна: сила ветра, переносящего массы снега, зависит от конфигурации склонов и гребней над данным пунктом; к этому прибавляется еще возможность чисто гравитационного перемещения масс снега. Приведем та-

кой пример. На одной из вершин (высота 3400 м) горного узла Биш-Иирду на Алтае, под самым ее верхом, в недоразвитом каре северной экспозиции располагается небольшой ледник, представляющий собой типичный язык ветрового надува. На нем обычно наблюдается граница снега, но на большой высоте — около 3050—3100 м, т. е. не ниже, а примерно на 100 м выше нормы для этого района. Вместе с тем массы снега перемещаются на более низкие уровни, на высоты 2650—2700 м, иногда до конца лета закрывая конец ледника (рис. 34). Понятно, что по наблюдениям за снеговой линией на таком леднике очень трудно оценить климатическую норму ее высоты.

Вместе с тем в высокогорном Алтае повсеместно распространены системы каров, расположенных сплошными рядами или цепочками вдоль гребней горных хребтов (см. рис. 25). Для этих каров и каровых ледников характерна такая однотипность условий рельефа, при которой возникают некоторые устойчивые соотношения между основными факторами, определяющими уровень снеговой границы; изменения его, не соответствующие общим климатическим условиям, отступают на второй план.

Измерения высоты снеговой линии в многочисленных типичных карах Алтая показали следующее:

1) при переходе от одного кара к другому высота снеговой линии не испытывает резких скачков, но может меняться плавно в зависимости от общего изменения климатических условий;

2) тот факт, что на склоне с каровыми ледниками снеговая линия обычно получается разорванной, так как она отсутствует между карами, не мешает получению общих выводов;

3) снеговая линия на каровых ледниках лежит ниже, чем на ледниках висячих, но примерно на той же высоте, что и на крупных пологих ледниках;

4) по данным о снеговой линии в карах хорошо прослеживаются закономерные изменения ее высоты, связанные с общим изменением климата на территории почти всего горного Алтая, включая и его менее высокие окраинные хребты.

Примерное равенство высот снеговой линии на крупных ледниках и в соседних карах можно констатировать в ряде районов Алтая: на Белухе 2700—2750 м, в горном узле Биш-Иирду 2850—2900 м и т. д. Из этого факта, однако, нельзя сделать заключение об одинаковости физико-географических условий образования снеговой линии на крупных и каровых ледниках. Причина заключается, скорее, во взаимной компенсации различных влияний на снеговую границу в карах и на больших ледниках. В карах безусловно имеет место весьма усиленный эффект навевания и накопления снега, вследствие чего, как правило, становится возможным и самое существование каровых ледников. В крупных фирновых бассейнах накопление снега, рассчитанное на единицу площади, должно быть меньше, но

зато здесь сильнее охлаждающее влияние самой ледниковой поверхности. Выше уже было указано, насколько «чувствительна» снеговая линия ко всем влияниям, которые могут изменить температуру воздуха в летние месяцы.

По измерениям в карах мы констатируем на Алтае изменения высоты снеговой линии от 2300 (на крайних западных и северных хребтах) до 3500 м на юго-востоке Алтая. Это показывает степень усиления континентальности и сухости климата, с чем связываются размеры оледенения, водность речных потоков, вообще, характер ландшафта. Если же использовать только результаты измерений на крупных ледниках, то указанные пределы сузятся более чем в два раза: от 2700 до 3200 м. Окраины высокогорного Алтая оказались бы не освещенными в отношении климатических условий оледенения, показанных высотой снеговой границы.

Многие горные страны вообще не имеют крупных ледников; наблюдаемое оледенение представлено лишь малыми формами. Только малые ледники есть на Северном Урале, в Саянах, в Корякской горной системе и в других горных странах. Незначительные размеры оледенения отнюдь не свидетельствуют о малой значимости вопроса о высоте снеговой линии, связанной с малыми ледниками или даже со снежниками. Так, например, с точным решением вопроса о высоте снеговой границы в северных горных районах СССР связывается понимание и выяснение климатических условий древнего оледенения на севере Европейской территории СССР и Западной Сибири. Поэтому использование данных о снеговых границах в карах для оценки уровней расположения хионосферы и связанных с этим климатических условий оледенения надо считать совершенно обязательным.

Очевидно, что в отдельных случаях нужен тщательный анализ условий залегания ледниковых образований в карах, чтобы судить о репрезентативности снеговой границы в климатическом отношении. Заметим, что аналогичное правило давно принято в климатологии. Нужны наблюдения, позволяющие сопоставлять высоты снеговых границ в карах и на больших ледниках. Заранее можно сказать, что большое число каровых ледников в однотипных формах рельефа, в отличие от отдельных каров, может и должно представлять уровень снеговой границы, характерный для климатических условий оледенения. Этот вопрос, требующий специальных исследований, имеет большое принципиальное значение, так как каровые формы оледенения наиболее универсальны для всего земного шара. Кроме того, по уровню расположения каровых днищ, но при обязательном учете комплекса природных условий можно восстановить высоты древних снеговых границ.

* * *

Мы ознакомились с характером влияния целого ряда факторов на снеговую линию. Общая схема их действия заключается в том, что под влиянием рельефа изменяются местные климатические условия в том или ином масштабе, а через это меняется и высота снеговой линии. Рассмотрение этих факторов, всегда так или иначе участвующих в образовании снеговых линий, показывает еще раз, что снеговая линия во всех случаях представляет собой явление и климатическое и орографическое. Отсюда вытекает, что правильная оценка снеговой границы как климатического показателя требует каждый раз весьма тщательного учета всего комплекса условий ее образования.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕГОВЫХ ГРАНИЦ

Хионосферу мы представляем себе как непрерывную (за исключением, может быть, небольших районов близ полюсов) оболочку, окружающую весь земной шар. Хионосфера характеризуется высотой своей нижней границы, толщиной, или вертикальной мощностью, и определенными свойствами. Все эти характеристики зависят от общих свойств климата. Теоретически можно построить общую для всей Земли карту, на которой можно было бы обозначить высоты нижней границы хионосферы. Так как географическое распределение климатов на Земле характеризуется широтной зональностью, то и высота хионосферы также зависит от географической широты и ей также должна быть свойственна некоторая широтная зональность.

Фактически, однако, имеются определенные сведения лишь о снеговых границах в различных горных и полярных странах, но не о высоте хионосферы вообще. Данные о снеговых границах имеются, по существу, для всех ледниковых стран, хотя они не всегда одинаково точны и достоверны. Приведенная ниже табл. 8 содержит значения высот снеговой линии для всего земного шара. Эта таблица в основном заимствована из книги С. В. Колесника «Общая гляциология» (1939), но только она дополнена появившимися за последние 25 лет новыми данными о высотах снеговой линии. В частности, использованы монографии Р. Д. Забирова (1955), Н. Н. Пальгова (1958), С. В. Калесника (1963), М. В. Тронова (1949), Г. К. Тушинского (1963), Р. Клебельсберга (1948), Г. Виссмана (1959).

В самом первом приближении можно сказать, что с увеличением географической широты высота снеговой линии уменьшается по причине общего ослабления солнечной радиации и понижения температуры воздуха. Вследствие неравномерного по широте распределения количества осадков снеговая граница выше всего там, где высокая температура воздуха сочетается с его большой сухостью. Для снижения же снеговой линии до

Таблица 8

Пояс	Границы пояса (град.)	Название местности	Географическая широта (град.)	Абсолютная высота снеговой линии (м)
1	90—85 с. ш.			
2	85—80	Земля Гранта (крайний север Гренландии)	83—82	Хионосфера отсутствует (?)
		Земля Кронпринца Христиана (северо-восток Гренландии)	82—81	0
		Северная часть ледникового щита Гренландии	82—80	800—1000
		Остров Рудольфа	82	25
		Архипелаг Шпицберген (острова Северо-Восточная Земля)	80	400
3	80—75	Восточное побережье Гренландии	79—77	от 300—500 до 1000
		Материковый лед Гренландии	78—76	1400—1500
		Остров Котельный	76	600
4	75—70	Новая Земля	73	600
		Материковый лед Гренландии	73—70	1400—1500
		Остров Ян-Майен	71	700—800
		Остров Врангеля	71	Около 1000
		Норвегия (побережье)	71—70	700—800
		Остров Баффинова Земля	70	750
5	70—65	Западная Гренландия	69—65	1400—1500
		Восточная Гренландия	69—65	1000—1100
		Исландия	66	700—1000
6	65—60	Исландия	64	750—1100
		Норвегия	64—62	1100—1600
		Аляска (внутренняя)	63	2250—2400
		Хребет Сунтар-Хаята (Восточная Сибирь)	62,3	2350—2450
		Залив Якутат	60	600—900
		Южная Гренландия	60	960
7	60—65	Залив Айси-Бей (Аляска)	58,3	700
		Камчатка	57	1600
8	55—50	Скалистые горы	52—51	2550
		Мунку-Сардык (Саяны)	51,5	3170
		Горы Селькирк (Канада)	51	2300
		Северный и Западный Алтай	51—50	2300—2400
9	50—45	Центральный и Южный Алтай	50—49	2600—3300
		Горы Табын-Богдо-Ола	49	3300—3400
		Скалистые горы	49	2800
		Восточные Альпы	47	2800—2900
		Швейцарские Альпы	46,5	2700—2800
		Гора Монблан	46	2900—3100
		Гора Худ (Орегон)	45,2	2250

Пояс	Границы пояса (град.)	Название местности	Географическая широта (град.)	Абсолютная высота снеговой линии (м)
		Джунгарский Алатау:	45	
		северный склон		3300—3400
		южный склон		3800
10	45—40 с. ш.	Заилийский Алатау	43	3300—4070
		Центральный Кавказ	43	3200—3700
		Западный Кавказ	42,5	2700
		Пиренеи	43—42	2500—2900
		Пик Хан-Тенгри	42	4200—4300
		Гора Шаста	41,4	3750—4000
		Восточный Кавказ	41,5—40,5	3500—3800
		Арарат	40	4250
11	40—35	Скалистые горы	39	4300
		Ледник Федченко	39	4540
		Восточный Памир	38—37	5000—5100
		Гора Миньяк-Ганкар (восток Тибетского нагорья)	38	5300—5500
		Сьерра-Невада	38	3600
		Вулкан Этна	37,5	2900
		Горы Каракорум	36—35	5000—5900
		Гора Нанга-Парбат	35	4700—5000
12	35—30	Северо-Западные Гималаи (южный склон)	34	5000
		Тибет	32—30	5500—6000
		Гималаи (северный склон)	30	6000
13	30—25	Гималаи (северный склон)	28	4800
		Кинчжинчжинга	27,7	5000—5500
		Гималаи (южная часть)	27	4300
14	25—20	—	—	—
15	20—15	Вулкан Попокатепетль (Мексика)	18	4700
16	15—10	Гора Рас-Дашан (Эфиопия)	13	4300
		Сьерра-Невада (Колумбия)	11	4000—4700
17	10—5	Меридские Кордильеры	8	4400—4700
		Кордильеры Боготы	5	4500—4600
18	5—0	Колумбия	2	4700
		Массив Рувенцори (Африка)	0,5	4200
		Анды Квито	0	4700—4900
19	0—5 ю. ш.	Кордильеры (Эквадор)	0—4	4700—5000
		Гора Килиманджаро	3	4800—5200
		Пик Карстенс (Новая Гвинея)	4	4420

Пояс	Границы пояса (град.)	Название местности	Географическая широта (град.)	Абсолютная высота снеговой линии (м)
20	5—10 ю. ш.	Кордильеры Бланка (Перу)	9	4750—4900
21	10—15	Группа Иерупайя (Перу)	10,5	4900—5200
		Кордильеры Перу	12	5000
22	15—20	Боливийские Анды	16	5300—5400
		Южный Перу	17	5800
		Вулкан Паучата	18	6120
23	20—25	Чилийские Анды	23—24	5800—5900
		Гора Льюльяильяко	24,5	Около 6600
24	25—30	Чилийские Анды	27	6300
		Сьерра-Фаматина (Аргентина)	29	5800
		Чилийские Анды	30	5000
25	30—35	Гора Аконкагуа	32,7	4600—4800
		Чилийские Анды	34—35	3100—3500
26	35—40	Анды Аргентины	36	3000
		Анды в районе Вальдивии	39—40	2000
27	40—45	Патагонские Анды:	41—44	
		чилийская сторона		1500
		аргентинская сторона		1800
		Новая Зеландия:	43,5	
		западная сторона		2100
		восточная сторона		2400
28	45—50	Патагонские Анды	47	1000
		Лаго-Аргентино	49,5	1000
		Остров Кергуэлен	48,5—50	500—650
29	50—55	Анды близ пролива Магеллана	53	900
		Остров Огненная Земля	53—55	400—1100
		Остров Южная Георгия	54	500—600
30	56—60	Южные Сандвичевы острова	56—60	?
31—36	60—90	Южные Шетландские острова	61—63	Близко к 0
		Антарктида	63,5—90	0

уровня моря достаточно, чтобы летние температуры воздуха были отрицательными, даже если количество осадков мало́.

В каждой горной стране высотное положение снеговой границы определяется не только географической широтой, но и многими другими факторами. Поэтому на одной и той же широте встречаются весьма различные высо́ты снеговой границы. Так, например, на широте 42—43° на Западном Кавказе снеговая линия располагается на высоте 2700 м, а на Хан-Тенгри — 4200—4300 м. Разность высот составляет 1550 м. Очень большие разности могут иметь место в пределах одной горной страны. Так,

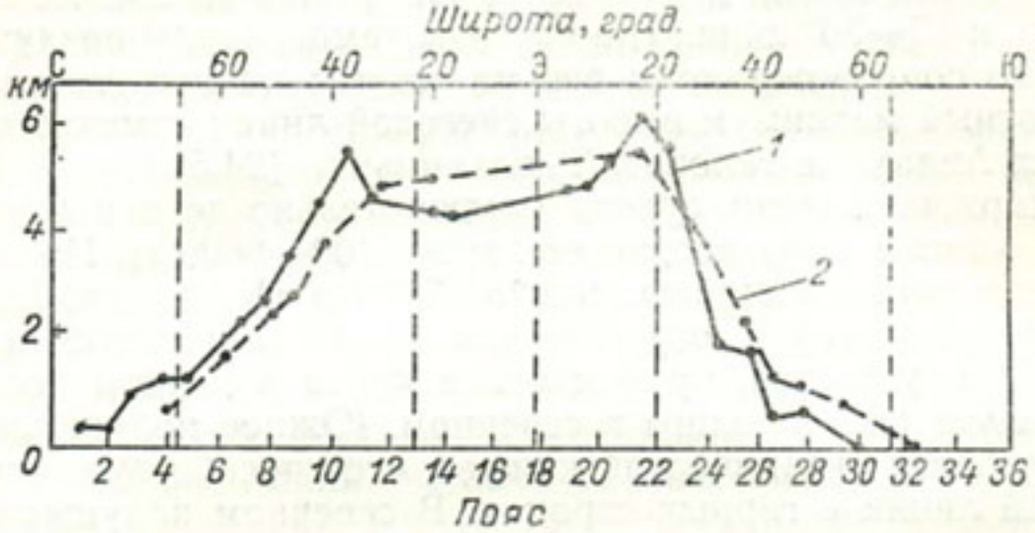


Рис. 35. Схематическое распределение высоты снеговой линии по широтным поясам Земли (*1*) и по параллелям (*2*) (по С. В. Калеснику).

Э — экватор, другие вертикальные пунктирные линии — тропики и полярные круги, С и Ю — Северный и Южный полюса.

например, на Алтае на одной и той же широте 50° на Ивановском хребте снеговая линия находится на высоте 2300 м, а на хребте Чихачева — на 3500 м.

Эти резкие различия в высоте снеговой границы, естественно, затрудняют получение надежных средних данных о высоте снеговой линии в зависимости от широты. Кроме того, для некоторых широт почти или совсем нельзя получить сведения о снеговой границе, так как на этих широтах нет ледников. Поэтому, чтобы найти общую зависимость высот снеговых границ от географической широты, сведения о них объединены по 5-градусным широтным поясам, т. е. 90—85, 85—90° с. ш. и т. д., как для северного, так и для южного полушария. Для каждой широтной зоны выведены затем средние значения высоты снеговой линии. По этим осредненным данным построена кривая, причем на верхней оси абсцисс отложена широта, на нижней — номер пояса (см. табл. 8), а по оси ординат — средняя высота снеговой линии (рис. 35). Такая кривая приведена С. В. Калесником в его книге «Общая гляциология» (1939) и уточнена в его же работе «Очерки гляциологии» (1963).

На экваторе снеговая линия располагается высоко вследствие высоких температур воздуха в течение всего года. Нулевая изотерма находится здесь на высоте 4900 м. Снеговая линия благодаря обилию осадков, а на высоких уровнях и снега несколько снижена по сравнению с нулевой изотермой (в среднем до 4600 м). В разных горных странах, на разных вершинах эта высота меняется не очень сильно, так как экваториальные климаты относительно ровнее климатов других широтных поясов.

Указанная высота снеговой границы отнюдь не является самой большой для всего земного шара. Максимума средние высоты снеговой линии достигают в широтных поясах между 35—30° с. ш. и 15—30° ю. ш., где высокие температуры воздуха одновременно сопровождаются весьма малым количеством осадков. Абсолютный максимум высоты снеговой линии отмечается в Чилийских Андах, на склонах Льюльяильяко (24,5° ю. ш.). По причине жаркого и очень сухого (включительно до самых больших высот) климата она достигает здесь 6400—6600 м. Но в Тибете есть бесснежные вершины высотой 7000 м (Калесник, 1963).

Далее к северу и югу снеговая линия понижается и кривая (рис. 35) опускается, причем более круто в южном полушарии и несколько более полого в северном. Южное полушарие имеет в целом более океанический климат, что способствует снижению снеговой линии в горных странах. В северном полушарии некоторые высокогорные области располагаются в глубине континента и характеризуются весьма высокими уровнями снеговой границы (Восточный Памир, Монгольский Алтай и др.).

На крайнем юге Южной Америки, в Чилийских Андах и на Огненной Земле, снеговая линия снижается до 1000 м, несмотря на широту 50—55°. Причина заключается не просто в океанических чертах климата, а в наличии постоянных влажных западных потоков, осаждающих влагу на горных хребтах.

Еще южнее, у берегов Антарктиды, климат резко меняется. Осадки значительны на побережье (300—500 мм), но быстро убывают до 100 и 80 мм внутри страны; зато температуры воздуха крайне низки. Основным фактором образования здесь климата вечного мороза является наличие антарктического ледникового покрова площадью 13,5 млн. кв. км. Схему образования этого климата можно представить себе следующим образом. Низкие температуры полярной области при наличии твердой материковой поверхности привели к закрытию ее ледниковым покровом большой мощности; его охлаждающее действие повлекло за собой дальнейшее охлаждение климата, вплоть до образования климата вечного мороза, захватившего весь материк до его береговой линии.

На береговых антарктических станциях наблюдаются различные направления ветров, но в общем преобладают направления от центра к краям ледникового покрова, и это способст-

вует распространению холодного влияния покрова на окружающую местность. Нулевая изотерма, как правило, даже в летнее время не поднимается в глубь материка, а зимой отодвигается от него в море на 500—800 км. Понятно, что при таких низких температурах, которые почти исключают возможность таяния снега, даже очень небольшого его количества достаточно для того, чтобы опустить снеговую линию до уровня моря.

Несколько иначе обстоит дело в Арктике. Отепляющее влияние ветвей Гольфстрима является основным фактором, не позволяющим снеговой линии опускаться здесь так низко, как в Антарктике. Только в некоторых пунктах северо-восточной части Гренландии она опускается до уровня моря; средняя же ее высота нигде в северном полушарии не уменьшается до 0 м.

Такова общая картина распределения высот снеговой линии по земной поверхности. Необходимо заметить, что в климатологическом смысле она является в значительной степени приближенной. Дело в том, что данные о высоте снеговой линии, полученные в разных странах, климатологически друг с другом невполне сопоставимы, а иногда и совсем несопоставимы. Одна из причин этого заключается в обычном отсутствии систематических наблюдений. Методы, применявшиеся при определении высоты снеговой линии весьма разнообразны, необходимого единства методики нет. Кроме того, один и тот же косвенный метод определения высоты снеговой линии в применении к разнотипным ледникам не дает вполне сопоставимых результатов. Другая причина заключается в весьма различном влиянии рельефа на высоту снеговой линии в разных горных странах. Так, например, очень трудно сопоставить в климатологическом смысле высоты снеговой линии в карах Северного Урала и на открытых склонах вулканических конусов экваториального пояса. Вообще данные о высотах снеговой линии на каровых ледниках, разбросанных по всем горным странам, до сих пор используются явно недостаточно. При осреднении многих данных неточности, обусловленные обеими причинами, могут сглаживаться, но лишь до известной степени, тем более что в некоторых высотных поясах почти нет ледников.

Для того чтобы получить общую, твердо установленную зависимость распределения снеговых границ от географической широты, необходимо взять за основу данные о нижней границе хионосферы, высота которой гораздо меньше зависит от рельефа, чем высота снеговой линии на склонах. К сожалению, в настоящее время методика определения высоты расположения хионосферы почти не разработана. Несмотря на эти замечания, надо все же полагать, что приведенная кривая зависимости высот снеговых границ от географической широты в общем правильно отражает различную степень благоприятствования климата различных зон появлению и развитию ледниковых явлений.

Глава третья

КЛИМАТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ

В этой главе выясняются многообразные зависимости основных свойств и важных особенностей ледников от климата, рассматриваются климатические условия питания и абляции ледников, климатические причины наступания ледников. Многие вопросы имеют большое практическое значение. Так, например, от климата зависит общий объем круговорота воды, осуществляемого ледниками, т. е. роль ледников в питании горных рек, а также особенности их гидрологического режима.

Ледник не мертвое неподвижное тело. В ледниках протекают непрерывные энергичные процессы, а иногда сами ледники проявляют поистине бурную деятельность. Из всей совокупности ледниковых процессов и изменений состояния ледника, закономерно связанных как с климатическими сезонами года, так и с колебаниями климата, складывается режим ледника. Вполне естественно говорить в первую очередь о климатическом режиме ледников, а не об особенностях ледниковых процессов в отдельные дни. Тем не менее в ряде случаев имеет существенное значение и собственно метеорологический режим, под которым понимают влияние отдельных погод на состояние и деятельность ледника. Практически, например, весьма важно, что как раз в сухую погоду ледники способны давать очень много талых вод, которые могут быть использованы для орошения. Можно, наконец, употребить термин «метеорологический (или гидрометеорологический) режим ледников» в самом широком смысле, имея в виду влияние погоды в любые периоды времени на состояние и деятельность ледников. В гляциологической литературе такое широкое понимание термина «метеорологический» встречается нередко. Вполне можно рекомендовать еще термин «гидрометеорологический режим ледников». Особый смысл его заключается в том, что практически важно охарактеризовать отдачу ледниками талых вод высокогорным речным потокам.

В первой главе были приведены общие описания горных и полярных климатов, благоприятных для оледенения. Они очевидно, недостаточны для пояснения самой сущности и многообразия режимов ледников. Недостаточно было бы и просто увеличить число примеров различных горных и полярных климатов. Суть дела заключается в следующем.

Ледники, занимающие горные склоны и долины, имеют большое, иногда очень большое вертикальное протяжение. Каждый ледник оказывается связанным с различными климатическими условиями. Хотя существуют определенные закономерности изменений с высотой метеорологических элементов, но фактически их высотные, или вертикальные, градиенты могут быть весьма различными. Данные метеорологических наблюдений в каком-либо одном пункте не могут быть достаточно репрезентативными для всей площади даже сравнительно небольшого ледника. Необходимы наблюдения детальные и в определенной мере специализированные.

Возникает вопрос, не следует ли в основу характеристик климатического режима ледников положить представление о некотором среднем климате ледника, который может быть оценен по наблюдениям в достаточно большом числе точек. Вопрос кажется естественным по той причине, что каждый ледник можно рассматривать как единое природное образование, осуществляющее своеобразный зарегулированный кругооборот воды. Известно, однако, что особенности этого кругооборота в большой мере определяются не средним климатом всего ледника, а климатическими констрастами между верхними и нижними уровнями залегания ледника. Нужны раздельные характеристики климатических условий питания и абляции ледников.

Необходимы, очевидно, и общие характеристики климатического фактора, причем не только для оценки причин бóльшего или меньшего развития оледенения, но и для понимания режима ледников. В самом деле, в связи с большим различием климата, например, в Альпах и Средней Азии должны быть различны и режимы ледников в этих странах. В этом отношении, очевидно, важны характеристики климата, наиболее «сближенного» с самими ледниками. Однако наилучшим методом такого сближения совсем не является сложное вычисление среднего климата того или иного ледника. Наиболее репрезентативны в этом отношении данные о климате в зоне снеговой границы, получившие распространение в гляциологии. С ними хорошо увязываются оценки интенсивности процессов аккумуляции—абляции ледника, общей энергии оледенения и основных гидрологических свойств ледников.

Группа вопросов о климатическом режиме ледников всегда имеет две основные стороны: климатологическую и гляциологическую, к которым примыкают также интересы

других смежных дисциплин, в частности гидрологии, имеющие нередко практическую направленность. Но речь идет не о разделении, а о сближении и даже объединении этих сторон, т. е. о контакте между гляциологией и горной климатологией. Контакт должен быть целенаправленным, и его содержание должно удовлетворять принципу взаимной заинтересованности смежных научных дисциплин. Этому требованию как раз соответствует организация наблюдений на ледниках в зоне фирновой границы. Полученные различные данные и выводы, помимо своего гляциологического значения, важны и в климатологии: они характеризуют климат в естественных высокогорных условиях, определяют его роль в самом активном природном процессе и, кроме того, дают основу для расчета численных климатических показателей по наблюдениям за ледниковыми процессами. Параллельные наблюдения на близлежащих каменных поверхностях нужны как сравнительные; однако, устрачивая непосредственную связь с режимом ледников, они теряют и часть своего климатологического значения.

Важным соединительным звеном между климатологией и гляциологией является разработка системы гляциоклиматических показателей. Этот вопрос в дальнейшем будет рассмотрен особо. Здесь надо подчеркнуть, что задачи климатологии и гляциологии всегда объединяются в проблеме изучения речного стока в высокогорной местности. Необходимые наблюдения и измерения на речных потоках или стоковых площадках в высокогорных бассейнах одновременно становятся методом исследования ледников и климата. Это расширение области контакта гляциологии и смежных дисциплин характеризуется большой практической направленностью. Чтобы уяснить, какой именно гляциологический (а также гидрологический) эффект в разных частях ледников могут иметь видоизменения климатологического фактора, полезно сначала остановиться на разносторонности признаков разделения областей питания и абляции ледников.

ОБЛАСТЬ ПИТАНИЯ И ОБЛАСТЬ АБЛЯЦИИ ЛЕДНИКОВ

Снеговой, или фирновой, линией каждый ледник делится на две части: верхнюю, или область питания, т. е. накопления твердых осадков, и нижнюю, или область абляции, т. е. убыли вещества ледника. Такое деление ледника на область питания и абляции, по существу, является одним из типичных признаков ледника, отличающих его от таких снежно-фирновых скоплений, которые не называются ледниками. Этот признак связывается также с признаком движения. В самом деле, если на каком-либо участке земной поверхности твердых осадков выпадает больше, чем тает, то накапливающаяся их масса, превращаясь в лед,

перемещается и затем постепенно растаивает на более низком уровне. Так одновременно развивается закономерное движение ледника и образуется снеговая (фирновая) линия на нем, разделяющая область питания и область абляции.

Четкость граничной линии может нарушаться процессами льдообразования близ уровня снеговой границы, а также лавинными сбросами снега и фирна. Малые ледники иногда, если лето холодное, могут быть покрыты снегом в течение всего сезона, иногда же, они наоборот, освобождаются от снега до самого верха. Тем не менее остается в силе общее правило относительно деления ледников (ледниковых поверхностей) на две области, характеризуемые положительным и отрицательным знаком баланса твердых осадков. Выражение «отрицательный баланс» означает, что стаивают не только выпадающие за год твердые осадки, но и некоторый слой с поверхности ледника.

Область абляции ледника обычно называют ледниковым языком, а вместо «область питания» нередко говорят «фирновый бассейн» ледника.

Форма языков весьма типична для концов ледниковых потоков благодаря их обтаиванию со всех сторон; но фактически это имеет место далеко не всегда. Название «ледниковый поток» не связывается строго ни с областью питания, ни с областью абляции. Оно просто означает, что тело ледника заключено в долину, где движение льда (а в меньшей степени и фирна) напоминает речной поток.

Название «фирновый бассейн» тем более уместно, что в горных местностях образование и питание ледников большею частью связываются с вогнутыми формами рельефа, удобными для накопления больших масс снега и фирна. Отдельные вогнутые формы рельефа, заполненные фирном, могут быть названы фирновыми мульдами. Бассейн сложного ледника может включать в себя несколько таких мульд. Иногда, однако, весь ледник располагается на открытом склоне без заметно выраженных вогнутых форм. У ледников скандинавского типа область питания занимает значительные по площади плато, с которых спускаются короткие языки.

Большие ледниковые покровы имеют плоскую, слегка выпуклую форму; термин «фирновый бассейн» здесь неприменим.

Необходимо подчеркнуть, что обычная цирко-, мульдо- и карообразная, вообще вогнутая форма бассейна питания горного ледника имеет важное гляциоклиматическое значение. В целом она способствует большему накоплению снега, чем то́ возможно на ровном месте, а отсюда и некоторому понижению температуры воздуха. Но распределение запасов снега в бассейне, как правило, бывает неравномерным, что связано с общими и местными воздушными течениями, переносящими снег. Кроме того, большое значение имеет экспозиция по

отношению к странам света, возникает тенденция к освобождению от фирновых полей солнечных склонов бассейна. Чем меньше заполнен бассейн снежно-фирновыми полями, тем больше внутренних микроклиматических различий; они, следовательно, могут обостряться в регрессивной фазе оледенения.

Долинное залегание ледниковых языков также оказывает влияние на местный климат. Высокие и крутые склоны нередко вызывают большую затененность долин, ослабляя таяние ледников. Если склоны достаточно высоки, то создается дополнительное боковое лавинное питание ледников. Ветры в долинах, занятых ледниками, обычно представляют собой движение вниз по уклону холодного воздуха. Эти ветры могут быть сильными даже на небольших ледниках, если они залегают в крутых долинах. На площадке перед ледником Малый Актру на Алтае, имеющим длину всего 3 км, дневные стоковые ветры снижают температуру воздуха на 3—5° по сравнению с окружающей местностью. Если холодный ледниковый ветер сменяется типичным фёном, то одновременно происходит резкая смена режима температуры и влажности воздуха.

Область питания ледника характеризуется тем, что здесь годовой приход твердых осадков больше их расхода в виде таяния и испарения. Но, конечно, таяние, и притом иногда очень интенсивное, происходит и в фирновых бассейнах ледников. Только на ледниках Антарктиды и Гренландии да на самых больших высотах в горных странах таяние практически отсутствует.

Необходимо считаться с некоторой зоной «неполного» питания ледника, расположенной непосредственно выше снеговой линии, учитывать ее роль в общем балансе ледника и в питании вытекающего из него речного потока. Н. Н. Пальгов (1958, стр. 268) указывает, что фирновые поля ледников Заилийского Алатау дают 1/5 общего объема талых вод. Н. Н. Пальгов приводит следующие данные о разделении стока по видам питания в истоках рек: от таяния льда 28%, от таяния фирновых полей 7%, от таяния снега на ледниковых языках 23%, с неледниковой части 42%.

Очень интересны данные о модулях стока. В табл. 9 приведены средние модули стока (в л/сек. км^2) с ледников Заилийского Алатау (по Пальгову, 1964, стр. 20).

Чрезвычайно интересны приведенные в этой же статье Н. Н. Пальгова (1964) новые данные (по измерениям Р. Хонина в 1962 г.) о большом модуле стока у главных Берельских ледников на южном склоне Белухи. Он оказался в два с половиной раза больше, чем у Центрального Туюксуйского ледника.

Изменение климата снизу вверх вдоль поверхности ледника происходит постепенно вместе с увеличением абсолютной высоты. Климатические условия на ледниковой поверхности на 50 м ниже и на 50 м выше снеговой линии друг от друга будут

отличаться лишь очень незначительно Тем не менее снеговая или фирновая линия представляет собой не условную высотную климатическую границу, а границу, связанную с переломным моментом в ходе типичного природного процесса в районах оледенения. С этим связано ее большое научное и практическое значение.

Таблица 9

Вид стока	За абляционный период	За год
От таяния льда на открытом языке	131	24
От таяния льда на погребенной части языка	9	4
От таяния сезонного снега на языке	80	24
От таяния снега в фирновом бассейне	25	6
От всех видов стока	84	20

По сумме общих показателей климат небольшого ледника может быть более или менее однородным (но не всегда) над всей его поверхностью, несмотря на различный знак приходо-расходного баланса твердых осадков в ее верхней и нижней частях. Но если ледники имеют большое вертикальное протяжение, то ледниковые языки и верхние части фирновых бассейнов могут находиться в совершенно различных климатах. Даже в условиях относительно сурового климата горного Алтая концы ледников в ряде случаев спускаются в лесную область, т. е. ниже границы леса (в районе Белухи до 1950 м, а граница леса 2200 м) (рис. 36).

Приведем примеры климатических различий, которые наблюдаются в разных частях ледников.

На леднике Федченко (Памир) в период МГГ производились наблюдения на трех станциях: 1) ледник Федченко-2 у конца ледника на высоте 2900 м; 2) ледник Федченко-1 в средней части ледника на высоте 4169 м; 3) ледник Витковского в фирновой области на высоте 4900 м. Ниже приведены некоторые данные (Джорджио, Колесникова, Петросянц, 1962):

Станция	Температура воздуха (град.)		Годовая сумма осадков (мм)
	VII	I	
Ледник Федченко-2	14,3	—7,9	156
Ледник Федченко-1	3,5	—14,1	1724
Ледник Витковского	—2,4	—18,9	723

Правда, эти данные немноголетние, но климатические различия на территории ледника Федченко они подчеркивают очень убедительно.

Климатические различия в пределах ледников Актру на Центральном Алтае характеризуются данными наблюдений двух станций: 1) Нижняя Актру в долине близ ледников на высоте

Рис. 36. Ледник, имеющий большое вертикальное протяжение и спускающийся ниже границы леса.

2150 м; 2) Верхняя Актру на ледниковой поверхности на высоте 2850 м. Средняя месячная температура воздуха в августе на нижней станции составляет 7,9°, на верхней 3,4°. Годовые суммы осадков на нижней и верхней станциях равны 640 и примерно 1000 мм соответственно (Тронов, Олейник, 1962).

У подножий ледяных куполов Земли Франца-Иосифа июльская температура около 1°, средняя годовая температура —10, —12°, а годовая сумма осадков около 300 мм в год. Для купола Джексона на высоте 445 м получены такие данные (Тушинский, 1963): средняя июльская температура —1,2°, январская —12,6°, осадков выпадает 520 мм.

Исключительно велики климатические различия в Антарктиде (Русин, 1961):

Станция	Температура воздуха (град.)		Годовая сумма осадков (мм)
	I	VIII	
Мирный	—1,9	—17,9	626
Восток, высота 3420 м . . .	—33,6	—70,6	53

Ледниковые языки и концы ледников в разных странах, на разных широтах находятся в совершенно различных климатических условиях — от мягких субтропиков до климата вечного мороза. Величина абляции может достигать 10—15 м слоя льда в год (Ронский ледник в Альпах —11 м, ледник Ракхио в группе Нанга-Парбат — до 15 м) или же быть совершенно ничтожной. Известно, что главный расход льда в Антарктиде осуществляется не путем стаивания, а путем отламывания айсбергов в море.

Снеговые линии в разных странах располагаются большей частью на таком уровне, где температура летних месяцев на несколько градусов выше нуля (в Альпах на 3—4°), т. е. в вертикальном поясе климата тундры. Но если осадков выпадает очень мало, то снеговая линия оказывается поднятой выше, в область климата вечного мороза (Анды в наиболее сухом поясе, север Гренландии и др.).

Отсюда вытекает, что возможное разнообразие климатов, с которыми связано питание ледников в разных странах, представляется как будто весьма ограниченным: это либо климат тундры, либо климат вечного мороза. В Альпах нулевая изотерма в июле располагается на высоте примерно 3500 м, т. е. метров на 700—800 выше снеговой границы и значительно ниже гребней хребтов. На фирновых склонах последних есть место для климатов с положительными средними температурами одного-трех месяцев и для климатов вечного мороза. Аналогичная картина наблюдается и в других горных странах, в частности, например, в горах Средней Азии: нулевая изотерма в июле (около 5000 м) располагается выше уровня снеговой линии, но ниже гребней высоких хребтов. В Исландии, где абсолютные высоты вообще невелики (до 2100 м), а осадков много, питание ледников подчиняется не очень суровым климатическим условиям; в фирновых областях ледников на высотах 1000—1500 м летние температуры остаются положительными. Но зато питание ледниковых покровов Гренландии и Антарктики осуществляется целиком в условиях климата вечного мороза.

Таким образом, пользуясь общими климатическими классификациями, мы можем назвать лишь два типа климатов, господствующих в фирновых областях ледников. Гляциология, од-

нако, как будет показано в дальнейшем, не может удовлетворяться такой оценкой климатических условий питания ледников и должна учитывать весьма большое фактическое разнообразие этих условий.

Еще более разнообразны комбинации климатических условий питания и абляции ледников. Они определяются, с одной стороны, общими климатическими условиями каждой ледниковой страны, а с другой — вертикальной протяженностью ледников. Климатические условия, очевидно, еще усложняются многими местными влияниями. Общая оценка роли климатического фактора в развитии и деятельности ледников требует безусловного учета особенностей влияния климата в разных частях ледника.

Отношение площади питания ледника к площади абляции, т. е.

$$K = S_1 : S_2,$$

где S_1 — площадь питания, а S_2 — площадь абляции, называется ледниковым коэффициентом. У многих ледников в Альпах ледниковый коэффициент равен или близок к 3. Основываясь на этом, раньше считали, что равенство $K=3$ является одним из типичных признаков «нормально» развитого ледника.

С соответствующим разделением площадей аккумуляции и абляции связан метод определения высоты снеговой линии по Брюкнеру. Многочисленные наблюдения показали, что значение K меняется в очень широких пределах. В характеристике ледников величина ледникового коэффициента является в большей мере показателем морфологическим, чем затушевывается его гляциоклиматологическое значение. Тем не менее можно отметить следующее: интенсивное питание ледника, т. е. обилие снега на высоких уровнях, с одной стороны, и ослабленная абляция, с другой, способствуют уменьшению величины ледникового коэффициента; если, наоборот, интенсивна абляция, а не питание ледника (в расчете на единицу площади), то значение K должно увеличиваться. Из этого вытекает, что по величине ледникового коэффицента, но с обязательным учетом морофологических особенностей ледника можно все же судить о климатических условиях в зоне оледенения. Кроме того, значения K могут быть показателями быстрых процессов и наступания и отступания ледника.

ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Основным источником питания ледников являются осадки в виде снега, или непосредственно выпадающего на ледник, или перенесенного сюда ветром, или скатывающегося на ледник со склонов. В случае открытого расположения снежно-фирновых полей, как, например, на ледниковых покровах, часть снега, наоборот, уносится сильными ветрами и для питания ледников

теряется. К снежным осадкам может добавиться и некоторое количество крупы, иногда града, а также дождя, капли которого могут замерзать в толще фирна или даже на его поверхности.

Дополнительное значение имеет горная изморозь и ожеледь,

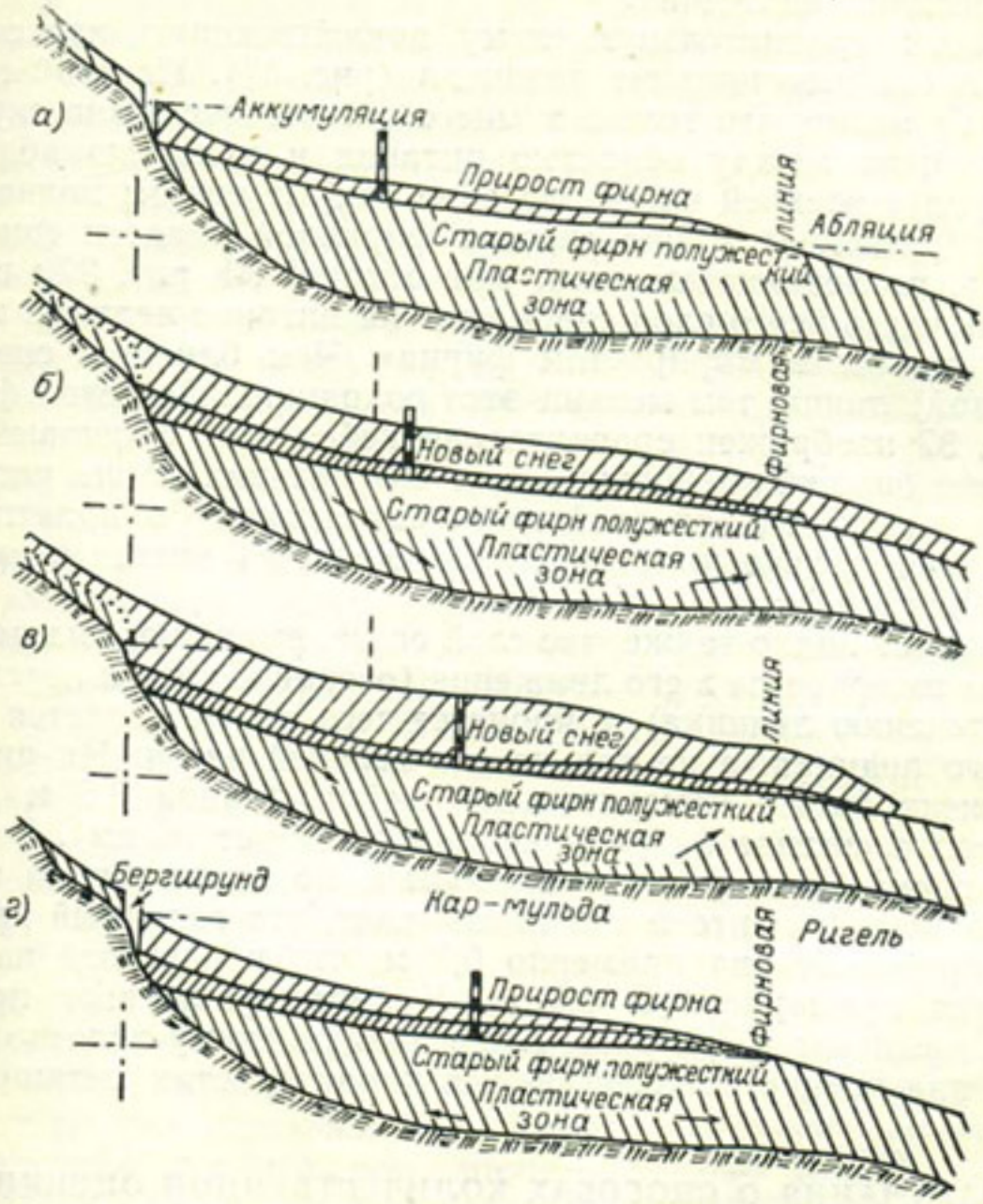


Рис. 37. Ход развития фирнового слоя (по Р. Штрейф-Беккеру).

а — 15 сентября 1950 г., *б* — март 1951 г., *в* — июнь 1951 г., *г* — 15 сентября 1951 г.

оседающая на холодных поверхностях склонов, открытых действию ветра, и, наконец, конденсация водяных паров на самих ледниках. Главная роль в образовании ледников принадлежит все же снегу. Впрочем, надо оговориться, что роль гололедных явлений в ледниковых областях выяснена совершенно недостаточно.

Лавинное питание ледников, почти повсеместно развитое в горных странах и местами особенно интенсивное

(в Средней Азии, на Урале и во многих других районах), представляет во многих отношениях особый вид питания. В основе своей оно имеет также снежные осадки, выпадающие в бассейне ледника, но отличается способом, при помощи которого массы снега попадают на ледник.

Приведем сравнительную схему, показывающую, как осуществляется обычное питание ледников (рис. 37). Из этой схемы (рис. 37 *б*) видно, что толща зимнего снега совершенно скрадывает различия между областью питания и областью абляции. Бергшрунд в верхней части бассейна закрыт снегом полностью. В июне (рис. 37 *в*) толща снега в фирновой области еще увеличилась, но ледниковый язык уже обтаял. На рис. 37 *г* видно, что лишь часть всего слоя снега идет на питание ледника и становится годичным «приростом фирна». Чем ближе к снеговой (фирновой) линии, тем меньше этот сохранившийся слой фирна. На рис. 37 изображен сравнительно небольшой фирновый бассейн; если бы он был больше, то в его дальних, выше расположенных частях годовой слой снега сохранился бы практически полностью и только уплотнился бы и сжался вместе с превращением снега в фирн.

Из рис. 37 видно также, что слой снега, выпавшего на ледник, сразу же включается в его движение (оседание вниз и перемещение по течению ледника), в процессе чего осуществляется питание всего ледника, а не только его верхней части. На рисунке изображена также измерительная рейка длиной 3,5 м (каждое деление, видное на рисунке, соответствует 50 см). Зимним снегом рейка была закрыта полностью, но затем вышла из-под снега. В конечном итоге она показывает, что годичный прирост слоя фирна составил примерно 0,8 м, что в переводе на воду равняется примерно 0,4—0,5 м. У бергшрунда этот прирост больше примерно в три раза. Приведенную схему полезно иметь в виду при оценке количественных характеристик питания ледников.

ЗАМЕЧАНИЯ О СПОСОБАХ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Точное определение количества осадков в высоких горах, в частности на ледниках, представляет большие трудности, иногда практически непреодолимые. Не всегда можно доверять осадкомерам. В. М. Котляков и М. Я. Плам (1964, стр. 61) из результатов наблюдений в районе Ледовой базы (3750 м) на Эльбрусе сделали такой неутешительный вывод: «На основании исследований 1961-62 г. оказалось, что прямой связи между ежедневным количеством выпавшего на фирновом поле снега и количеством осадков в осадкомере не существует». «Не существует также зависимости и между соответствующими месячными суммами осадков» (Котляков и Плам, 1965, стр. 103).

Различные способы измерения аккумуляции снега рассмотрены в «Основных методических указаниях по гляциологическим исследованиям», вып. 4 (1957). Для непосредственного измерения ежегодного прироста фирна пользуются высокими шестами—рейками, плотно вставленными в фирн. Этот способ измерения пояснен на рис. 38. На рисунке изображен разрез годичного слоя фирна. Таким методом Р. Штрейф-Беккер получил точные данные о питании ледника Клариденфирн в Альпах. Средний за 20 лет (1916—1935 гг.) годичный прирост фирна составил (в переводе на воду) на высоте 2700 м 757 мм, на высоте 2900 м 3167 мм.

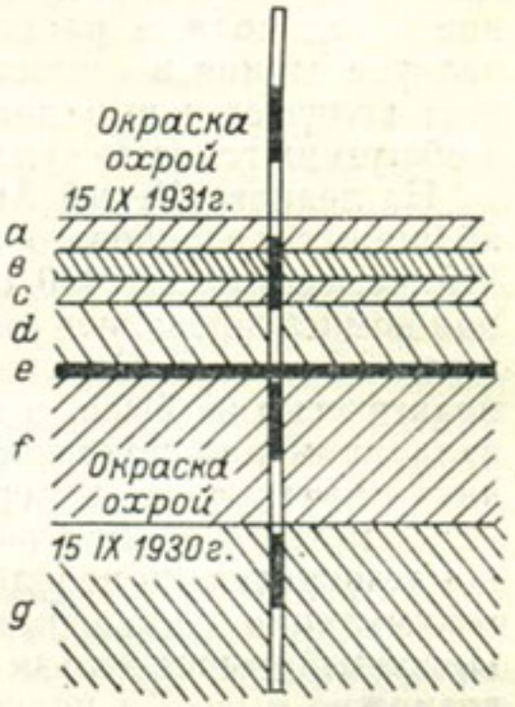


Рис. 38. Разрез поверхностных слоев в фирновой области (2700 м) на леднике Клариденфирн (по Р. Штрейф-Беккеру).

a, *b*, *c*, *d* — слои, образовавшиеся за абляционный период с июля до середины сентября 1931 г., толщина слоя *a* 25 см, *b* 15 см, *c* 20 см, *d* 50 см; *e* — темный слой твердого льда, образовавшегося за период ясной погоды в июне 1931 г., толщина слоя 3,5 см; *f* — белый слой зимнего снега, выпавшего за период с середины сентября 1930 г. до конца мая 1931 г., толщина слоя 100 см; *g* — фирн гидрологического 1929-30 г.

Широко применяется метод шурфов. Универсальность его связывается с тем, что годичные слои аккумуляции могут быть обнаружены даже при отсутствии таяния. Хорошие результаты могут дать снегомерные съемки, тщательно выполненные на больших площадях. Однако в ряде случаев, например на крутых и опасных склонах с массовым накоплением фирна, все три указанные способа неприменимы.

Этим трудностям непосредственных измерений количества осадков на ледниках можно противопоставить широкие возможности балансовых расчетов, применимых и для их оценки. Если ледник стационарен, то следующие четыре величины, выраженные в одинаковых единицах, должны быть близки между собой: 1) годичный прирост фирна в верхней части ледника, 2) количество льда, перетекающее в область абляции, 3) общая объемная величина стаивания льда в области абляции, 4) объем талых вод, которые дает ледниковый язык. Следует заметить, что измерения абляции ледниковых языков, даже детальные, самые легкодоступные среди различных ледниковых наблюдений. Нестационарность ледника заставляет внести в вычисление некоторую поправку, но она, как правило, бывает невелика.

Р. Финстервальдер (1937) приводит следующий расчет для крупного ледника Ракхио, спускающегося с вершины высотой

8125 м в группе Нанга-Парбат в западной части Гималайского хребта. Сначала на основании измеренной скорости течения ледника была оценена мощность ледникового потока, а отсюда было найдено, что через поперечный профиль ледника близ снеговой линии перетекает ежегодно 70 млн. куб. м льда, или в переводе на воду 63 млн. куб. м. Питание этого потока льда обеспечивается лежащей выше площадью в 13 кв. км, т. е. на питание в год должен расходоваться слой в 4,8 м. Учитывая еще наличие таяния в фирновой области, Р. Финстервальдер оценивает количество выпадающих там твердых осадков в 6000 мм, а общую их годовую сумму — примерно в 6400 мм.

На леднике Левый Актру на Алтае средний годичный объем абляции с ледникового языка площадью 1,5 кв. км за 1957—1961 гг. составлял 2440 тыс. куб. м (в переводе на воду). Абляция компенсировалась накоплением снега—фирна на общей площади 3,7 кв. км. Однако только на площади 1,2 кв. км таяния практически не было, а на остальной площади в среднем стаивала примерно половина снега. Расчет показывает, что величина аккумуляции в переводе на слой воды составила в зоне без заметного таяния почти 1000 мм. Но так как потеря льда компенсировалась неполностью (ледник отступает), то величину аккумуляции надо считать несколько меньшей — 920—950 мм. Подобный расчет нельзя признать точным, но точных данных невозможно было бы получить и при помощи суммарных осадкомеров и снегосъемок. Дело в том, что над ледниками Актру на крутых склонах расположено много мощных фирновых накоплений навеянного происхождения, которые сползают или обрушиваются на ледники. Проводить измерения в таких местах крайне опасно.

Весьма важным общим показателем степени увлажненности ледниковых областей, а следовательно, и условий питания ледников являются данные о величине речного стока. Годовое количество осадков, как известно, равно слою стока плюс величина испарения или слою стока, деленному на коэффициент стока. Большие (примерно 0,8—0,9) величины этого коэффициента в горно-ледниковых бассейнах облегчают расчет количества атмосферных осадков. Но ледник занимает лишь часть того бассейна, который замыкается створом на речном потоке, где производятся измерения расходов воды. Поэтому нужен тщательный анализ стока, который позволяет выделить долю ледниковых вод в питании речного потока. Примером подобных работ, которые получили всеобщее признание, являются исследования Н. Н. Пальгова и его сотрудников в Академии наук Казахской ССР. Н. Н. Пальгов (1954, 1958, 1962, 1964) вычислил для рек Заилийского Алатау, что в 2—3 км от ледников стекающие с них воды составляют 58% общего стока.

К сожалению, надежные измерения расходов воды речных

потоков, вытекающих из ледников, не всегда осуществимы. Нередко из-под ледников вырываются бурные потоки, которые на протяжении многих километров грохочут в каменном русле, перекатывая крупные валуны. Иногда речка вблизи ледника, протекая по зандровой площади, разбивается на большое число малых потоков, часто меняющих свое русло. Много талых ледниковых вод может впитываться флювиогляциальными отложениями или уходить в нагромождение морен. В. А. Зенкова (1965) на основании многолетних наблюдений сообщает, что для руслового стока реки Малой Алматинки таким способом теряется до 40—50% талых ледниковых вод. Со всеми этими трудностями приходится считаться при организации гидрометрических работ вблизи ледников.

Очень важно подчеркнуть, что речной сток, который дают ледники, образуется в основном не за счет старых запасов льда, а за счет того оборота осадков, который осуществляется ледниками. Сток талых вод является непосредственным результатом таяния ледника, главным образом поверхности ледникового языка, но лед поступает сюда сверху, из области питания ледника. Если ледник отступает и сокращается в размерах, то тогда действительно стаивают запасы льда. За счет этого происходит временное увеличение водности питаемого ледником речного потока, но в среднем за год сравнительно ненамного. Так, крупный ледник Пастерце в Альпах, довольно интенсивно сокращающийся, в период 1946—1951 гг. терял (по данным Пашингера, 1953) ежегодно в среднем по 13 млн. куб. м льда. Эта очень большая сама по себе величина составляет всего лишь $^1/_4$ суммарного годового расхода вытекающей из ледника речки. Р. Финстервальдер (1953) подсчитал, что река Инн в Восточных Альпах, в истоках которой ледники занимают площадь 650 кв. км, получает в среднем в течение года 11,6 м³/сек. воды за счет потери запасов льда; это составляет около 20% общего стока талых ледниковых вод. Ледники Алтая отступают и сокращаются не так быстро, как в Восточных Альпах. Доля талых вод от потери запасов льда, по расчетам П. А. Окишева, составляет здесь лишь $^1/_{30}$ часть нормального ледникового кругооборота воды.

Во всяком случае, нередко данные о величинах речного стока являются главным материалом для суждения об условиях питания ледников. Приведем очень характерный пример, хотя и без точных количественных данных.

На Алтае ближайшие к Белухе метеорологические станции отмечают количество осадков не более 900 мм в год. Балансовых измерений на ледниках Белухи не было. Однако даже самый беглый (см. рис. 36) осмотр Катунского ледника на южном склоне Белухи убеждает в том, что такой низко спускающийся (конец 1950 м) и гидрологически весьма «активный» ледник не

может питаться столь скромным, не свыше 1000 мм, количеством осадков. Общий сток ледниковых вод, который дает Белуха с площади около 160 кв. км, может быть оценен приближенно в 400 млн. куб. м в год. Это значит, что годовой слой осадков здесь в среднем не менее 2500 мм (Тронов, 1949). Эту же сумму ориентировочно указывал А. В. Вознесенский (1936). На фирновых же полях Катунского ледника с его увеличенным стоком талых вод аккумулируется большее количество осадков.

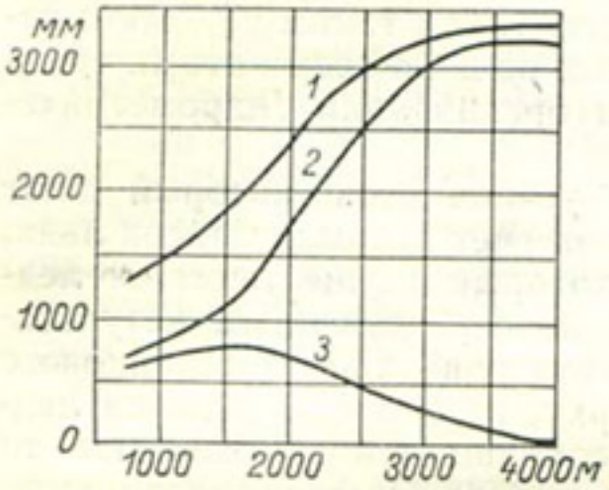


Рис. 39. Зависимость осадков, стока и испарения (ось ординат) от высоты водосбора (ось абсцисс) рек бассейна Ааре [по В. Шпильману из книги В. Л. Шульца (1963)].

1 — осадки, *2* — сток, *3* — испарение.

Заметим, что метод определения (или оценки) питания ледников при помощи анализа стока талых вод обладает большой универсальностью. Он доступен, хотя тщательность в полевой работе и в анализах нужна большая, и не требует организации трудных работ в верхних частях ледников. Он позволяет сравнивать условия оледенения в разных странах даже при общей слабой изученности ледников и неразвитой метеорологической сети. Применение метода возможно во всех случаях независимо от характера питания ледников, например чисто снегового с бо́льшим или меньшим перераспределением снега ветрами, лавинного или же со значительным участием изморози и гололеда. В то же время лавины и изморозь никак не поддаются обычной методике измерения осадков.

Оценка количества осадков, питающих ледники, возможна также при помощи сравнения высот снеговой (фирновой) линии на ледниках. Абсолютная высота снеговой линии, как известно, сама указывает на степень благоприятствования климатических условий развитию оледенения, однако без раздельной оценки условий питания и абляции ледников. Если, однако, при сравнении высот снеговой линии в разных пунктах или в разные годы можно учесть изменение температуры, то тогда можно судить и о количестве осадков. Н. Н. Пальгов (1954) указывает, что в Заилийском Алатау увеличение количества осадков на 100 мм вызывает снижение фирновой линии на 43 м. По расчетам автора, относящимся к Алтаю, для изменения высоты снеговой линии на 100 м количество осадков должно измениться примерно на 250 мм; данные Н. Н. Пальгова и автора почти совпадают. На Катунско-Чуйском хребте с запада на восток снеговая линия повышается на 700 м, причем из них на

400 м за счет уменьшения количества осадков, т. е. на восточных ледниках выпадает осадков на 1000 мм меньше, чем на западных. Таким путем можно, очевидно, судить и об абсолютном количестве осадков. Надо заметить, впрочем, что методика оценки основных элементов климата по данным о высотах снеговой линии разработана слабо и позволяет получать лишь приближенные результаты.

Правило об увеличении количества осадков с высотой на склонах может служить некоторой общей ориентировкой, но не может быть использовано для реальной его оценки на разных уровнях. Это положение иллюстрируется рис. 39. Ниже приведены также очень характерные данные об изменении режима увлажнения с высотой в бассейне реки Ааре в Швейцарии (по Шпильману, 1935):

Абсолютная высота (м) . . .	800	1000	1200	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Годовая сумма осадков (мм)	1350	1450	1550	1870	2450	2950	3250	3300	3280
Градиент осадков (мм/100 м)	50	50	107	160	100	60	10	—4	

Если бы подобное распределение осадков было общим правилом, то количество их на разных высотных уровнях можно было бы рассчитывать более или менее уверенно. Однако, как уже указывалось выше, суммы осадков с высотой могут увеличиваться по-разному. На ледниках Алтая осадков в два-три раза больше, чем на прилегающей равнине Западной Сибири. В Средней Азии эта разница может быть десятикратной. В фирновой зоне ледника Федченко выпадает осадков в пять раз больше, чем у его конца. На влажном побережье Аляски выпадает огромное количество осадков — 3000—4000 мм в год, а в фирновой зоне мощного оледенения — до 6000—8000 мм, а может быть, и больше (Клебельсберг, 1948). Таким образом, при сопоставлении условий увлажненности разных стран оказывается, что количества осадков на фирновых полях ледников различаются между собой меньше, чем эти количества на равнинах или на побережье:

	На низменности	На ледниках
Средняя Азия	100—200 мм	1000 мм
Алтай	500—600 „	2000 „
Аляска	3000—4000 „	6000 „

На прилегающих к горам равнинах различие в количестве осадков между Алтаем и Средней Азией примерно четырехкратное, на ледниках — только двукратное.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ ОСАДКОВ НА ГОРНО-ЛЕДНИКОВЫХ СКЛОНАХ

Несмотря на то что в последние годы выполнено много новых исследований, этот вопрос мало выяснен как в гляциологии, так и в климатологии и гидрологии горных стран. Очень трудна во многих случаях и организация специальных наблюдений из-за недоступности как раз тех участков склонов, где бывают сосредоточены большие массы снега. Приводимые ниже замечания дают частичный ответ на этот вопрос.

1. Метелевый перенос снега нельзя рассматривать только как перевевание снега, уже выпавшего на земную поверхность. Он может происходить еще в воздухе вследствие изменения направления и силы ветра над формами рельефа (Тронов, 1949; Ходаков, 1964). В связи с этим рамки и значение процесса значительно расширяются, в частности, по той причине, что переноситься может не только сухой, но и мокрый снег.

2. В общем неравномерном распределении осадков вдоль склонов можно отметить такие хорошо оправдывающиеся правила: а) особенно большие различия в количестве фактически оседающих осадков возникают между ледниками и участками склонов без ледников; б) имеет место известное выравнивание в количестве осадков, выпадающих на разных ледниках; оно связывается с обычной однотипностью форм рельефа, вмещающих ледники, поскольку сами ледники своею деятельностью способствуют выработке таких форм.

Согласно выводам Н. Н. Пальгова (1954, стр. 29), для Заилийского Алатау «вычисления по данным модулей стока показывают, что 1 кв. км площади оледенения в Заилийском Алатау дает воды реке в среднем за год в 1,4 раза больше, чем та же единица площади, свободной от оледенения (в горной части бассейна), в среднем за летний период — больше в 3 раза». Многие ледники, например каровые, характеризуются особенно резким увеличением количества осадков по сравнению с соседними участками. Но соседние кары друг от друга в этом отношении отличаются мало.

3. Сильные ветры могут способствовать фактическому увеличению количества выпадающих (точнее, оседающих) твердых осадков на самых высоких уровнях. Ветер переносит массы снега снизу вверх по наветренному склону, особенно вдоль ледника, частично переносит их на другую сторону хребта, и там снег оседает, вообще говоря, на высоких уровнях. Таким образом, происходит перемещение вверх зоны максимума осадков как на наветренной, так и на подветренной стороне хребта. Перенос снега через хребет имеет меньшее значение для общей

степени увлажненности различных сторон хребта, большее — специально для питания ледников.

4. В образовании малых форм оледенения метелевый перенос снега и его концентрация, иногда многократная, в удобных местах играют решающую роль. Надо иметь в виду *два главных уровня концентрации* снежных масс: а) высокий «вершинный» уровень, где возникают висячие, преимущественно фирновые формы оледенения; б) низкий «присклоновый» уровень, где образуются малые ледники только у подножия склонов или на дне каров. Иногда между этими уровнями возникает вещественная «лавинная» связь, что напоминает формирование известных в литературе (Калесник, 1939, 1963) «возрожденных» ледников.

Интересно отметить следующее. Для ледниковой области на севере Урала, как известно, характерно образование малых ледников на очень низких уровнях, примерно на 700 м ниже климатической снеговой линии (Тушинский, 1963; Долгушин, 1963). В горном узле Биш-Иирду на Алтае, как это показали новые исследования, по существу, равноправны между собой малые формы оледенения на низких и высоких уровнях. На склоне вершины Кара-Таш (3600 м) на самом верху залегает фирновый ледник, а внизу, на 1000 м ниже, — присклоновый ледник, сильно засыпанный камнями.

Весь вопрос требует специального исследования.

Лавинное питание ледников представляет собой видоизменение обычного снегового питания и связано с большой крутизной склонов над ледниками. Склоны такой крутизны, что на них не могут устойчиво держаться скопления снега и фирна, встречаются на Кавказе, Алтае, в Альпах и других горных странах. Поэтому лавинное питание ледников является столь же обычным, как и просто снеговое; в смысле первоначального источника питания между ними нет никакой резкой границы. Некоторые горные страны, некоторые типы ледников (например, туркестанский тип ледников в Средней Азии) характеризуются особенно повышенной ролью лавинного питания.

Действительно существенные особенности лавинного питания связаны с некоторым комплексом условий залегания ледников, а именно: 1) склоны не только круты, но и высоки, так что на них выпадает большое количество снега, сама же ледниковая поверхность располагается несколько ниже нормального уровня снеговой границы; последнее обстоятельство невыгодно для питания ледников; 2) такие склоны поднимаются не только в самом тылу ледника, но и на значительном протяжении ледниковой долины, которая узка и имеет пологий уклон. В этом случае ледник, хотя над ним поднимаются обнаженные склоны, фактически получает много твердых осадков, скатывающихся в виде лавин. Чем у́же долина, тем больше их относительная

роль в питании ледника. При этом высокие крутые склоны оказывают дополнительное благоприятное влияние, затеняя ледниковую поверхность и способствуя образованию защитного моренного покрова. В подобных условиях ледники могут приобретать громадные размеры, как, например, на Каракоруме (ледник Сиачен длиной 75 км, ледник Биафо длиной 60 км), на Тянь-Шане (ледник Иныльчек длиной 665 км) и др. Количество осадков, фактически попадающих на ледник в виде лавин, непосредственно измерить трудно (как и высоту снеговой границы), но его можно оценить путем расчета баланса ледника и измерений водности вытекающего из него потока.

Такие случаи, когда мощные ледниковые языки, занимающие русла долин вплоть до крутых склонов, на большом протяжении получают с них лавинное питание, несомненно могут рассматриваться как пример *благоприятного соответствия* между климатом, рельефом и оледенением. Однако в процессе деградации оледенения картина может измениться очень резко. Боковое отступание и сокращение ледникового языка приводят к его отрыву от склонов, в результате чего ледник теряет большую долю питания. Это есть *нарушение соответствия*, неизбежно ускоряющее деградацию оледенения. Так произошло с ледником Большой Актру на Алтае, который потерял питание с крутых левых склонов и подвергся быстрому сокращению. Конец его сейчас лежит на 200 м выше, чем конец Малого Актру (2240 и 2440 м), хотя не так давно ледники сливались вместе. Таким образом, изменения лавинного питания ледников, как и нормального питания, но с некоторыми существенными особенностями, включаются в число факторов длительной эволюции горного оледенения. Вопрос интересен и требует специальных исследований.

Разделение лавинного и нормального снегового питания ледников условно. Интересный и типичный случай *полулавинного* питания, очень обильного и не поддающегося прямому измерению, представлен на фотоснимке правых подветренных склонов над ледником Большой Актру (рис. 40). Покрытие их фирновыми массами имеет очень характерные отличительные черты, а именно:

1) область круто залегающих скоплений фирна имеет большое протяжение как по вертикали (700—1000 м), так и вдоль склонов (в данном случае около 5 км) и играет очень большую роль в питании ледника;

2) мощность фирнового покрытия подветренных склонов значительна, и она никак не напоминает часто наблюдаемых тонких фирново-ледяных полос, «прилипающих» или примерзающих к скалистым стенкам;

3) внешний вид всего фирнового покрытия склонов, волны и уступы фирна свидетельствуют о его активном движении;

много обрывов фирна, под которыми обнажаются темные пятна скал.

Подобные крупные участки склонов с повышенной концентрацией снега, очевидно, могут играть большую роль в питании ледников; они изменяют значение модулей стока и всю картину распределения осадков в высокогорной местности. Очень важен

Рис. 40. Накопление фирна на подветренных склонах хребта.

вопрос об условиях и о возможном эффекте метелевого переноса снега в горах. Сведения о величинах аккумуляции снега на таких склонах имеют разносторонний интерес; непосредственные измерения, однако, слишком опасны или даже просто невозможны. Косвенными методами в приведенном примере подветренных склонов над ледником Большой Актру годичная величина аккумуляции оценивается примерно в 1500 мм слоя воды, что в два раза больше, чем в области ледниковых языков Актру.

Уточнение косвенных методов расчета количества осадков в ледниковых районах необходимо также для оценки роли горной изморози и гололеда. В литературе имеется много сведений о возможном оседании больших сумм горизонтальных осадков на скалах. С. В. Калесник (1939, стр. 57) указывает, что вершина Миньяк-Ганкар (7600 м) в восточной части Тибета «покрыта ослепительно белой мантией льда, которая удерживается даже на отвесных склонах, т. е. там, где лед из снега образоваться не может». Известны случаи нарастания изморози

до толщины 1,5—2 м, но в конце концов она отрывается от скал и падает на ледник. В «Курсе климатологии» (Алисов, Дроздов, Рубинштейн, 1952, стр. 196) указывается на частые невязки между измеренными осадками и речным стоком в горах. Возможная причина поясняется так: «Несомненно, что часть невязок, наименее объяснимых, связана с наличием горизонтальных осадков, не учитываемых дождемером».

Общий вывод из вышесказанного таков. Измерения сумм осадков на высоких горных уровнях, где происходит питание ледников, имеют разностороннее значение и вместе с тем представляются очень трудными. Сведения об осадках в высоких горах, какие мы можем получить из климатологических справочников, недостаточны, хотя в последние годы благодаря гляциологическим исследованиям они расширились. Массовая установка в горах суммарных осадкомеров представляет собой мероприятие целесообразное и необходимое, но не на всех ледниках и склонах она возможна. В конечном итоге расширение сети водомерных постов и приближение их к ледниковым истокам рек кажутся наиболее универсальным методом для правильной оценки распределения осадков в высоких горах и общих условий питания ледников.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПИТАНИИ ЛЕДНИКОВ В РАЗНЫХ СТРАНАХ

Как уже указывалось, метеорологических станций, наблюдения которых характеризуют непосредственно климатический режим ледников и тем более их фирновых областей, крайне мало. Климатические данные, относящиеся к горным долинам, мало характерны для условий питания ледников. Между тем по величине речного стока можно судить о количестве осадков, выпадающих вплоть до самых верховьев рек. Поэтому именно таким образом можно получить наиболее общие сравнительные данные об условиях питания ледников в разных странах.

На рис. 41 приведена схематическая карта распределения годового слоя стока по земной поверхности (по Львовичу, 1945). Рассматривая карту, мы можем прежде всего отметить, что годовой слой стока в основных горно-ледниковых странах (в Гималаях, Каракоруме, на Кавказе, в Средней Азии, Альпах, Скандинавии и др.) вообще очень велик — больше 1000 мм и до 5000—6000 мм. Аналогичные данные приведены в книге В. Л. Шульца «Реки Средней Азии» (1963). Средние модули стока достигают следующих величин: на Кавказе до 100 л/сек. км², в Скандинавии до 200, в западной горной области Северной Америки до 160 л/сек. км² (чтобы перейти от модуля стока к слою стока в миллиметрах, надо первую величину

помножить на коэффициент 31,56). Возможно, что фактические максимумы слоя стока окажутся еще значительнее. Эти величины не только гораздо больше стока в равнинной местности, где он резко снижается вследствие испарения, — они много больше средних годовых сумм осадков в соответствующих широтных поясах.

Очаги большого стока, связанные с оледенением, как правило, выделяются очень резко. Наблюдается обычно быстрое нарастание стока при приближении к линии хребта. Так, в Средней Азии реки на равнине только теряют воду, а питание их резко ограничено горными районами; внутри же горной области образование речных потоков преимущественно связывается с ледниками. На крайнем юге Южной Америки, на западном побережье, вообще очень влажном, сток составляет около 2000 мм, а в горах, расположенных всего лишь в 200—300 км от побережья, он уже достигает 5000 мм. Но и на склонах высоких хребтов крупный речной поток не формируется постепенно, в результате слияния более или менее равномерно распределенных мелких ручейков и за счет подземного стока. Как правило, из-под ледника, спускающегося в долину, сразу вытекает (правда, только летом) бурный поток, который затем пополняется медленно и постепенно (рис. 42). Это наглядное свидетельство большой возможной концентрации атмосферных осадков внутри ледниковых бассейнов вместо равномерного их распределения по горным склонам.

Впрочем, совсем иная картина наблюдается в полярных странах, где образуется оледенение покровного типа. Сток с Гренландии и особенно с Антарктиды мал — соответственно около 300 и 150 мм в год. Это связано, очевидно, не с большим испарением, а с малым количеством осадков. Антарктида практически имеет только «твердый» сток (айсберги). В Гренландии формирование стока в жидком виде приурочено к окраинам ледникового щита, основной же сток тоже твердый. Эта форма стока, т. е. движение льда, также резче выражена на окраине щита, чем в центре, где движение льда крайне медленное.

Таким образом, данные о распределении стока по земной поверхности указывают, что в целом количество осадков, питающих ледники, может колебаться примерно от 50—100 мм по крайней мере до 6000 мм. В этом очень большом диапазоне, кроме особенно больших различий между горными ледниками и ледниками покровного типа, скрывается вообще огромное разнообразие фактических условий питания ледников. Приведем характеристики питания ледников в некоторых областях оледенения.

В Альпах собрано много данных об осадках на высоких уровнях и о питании ледников. Открыто расположенные

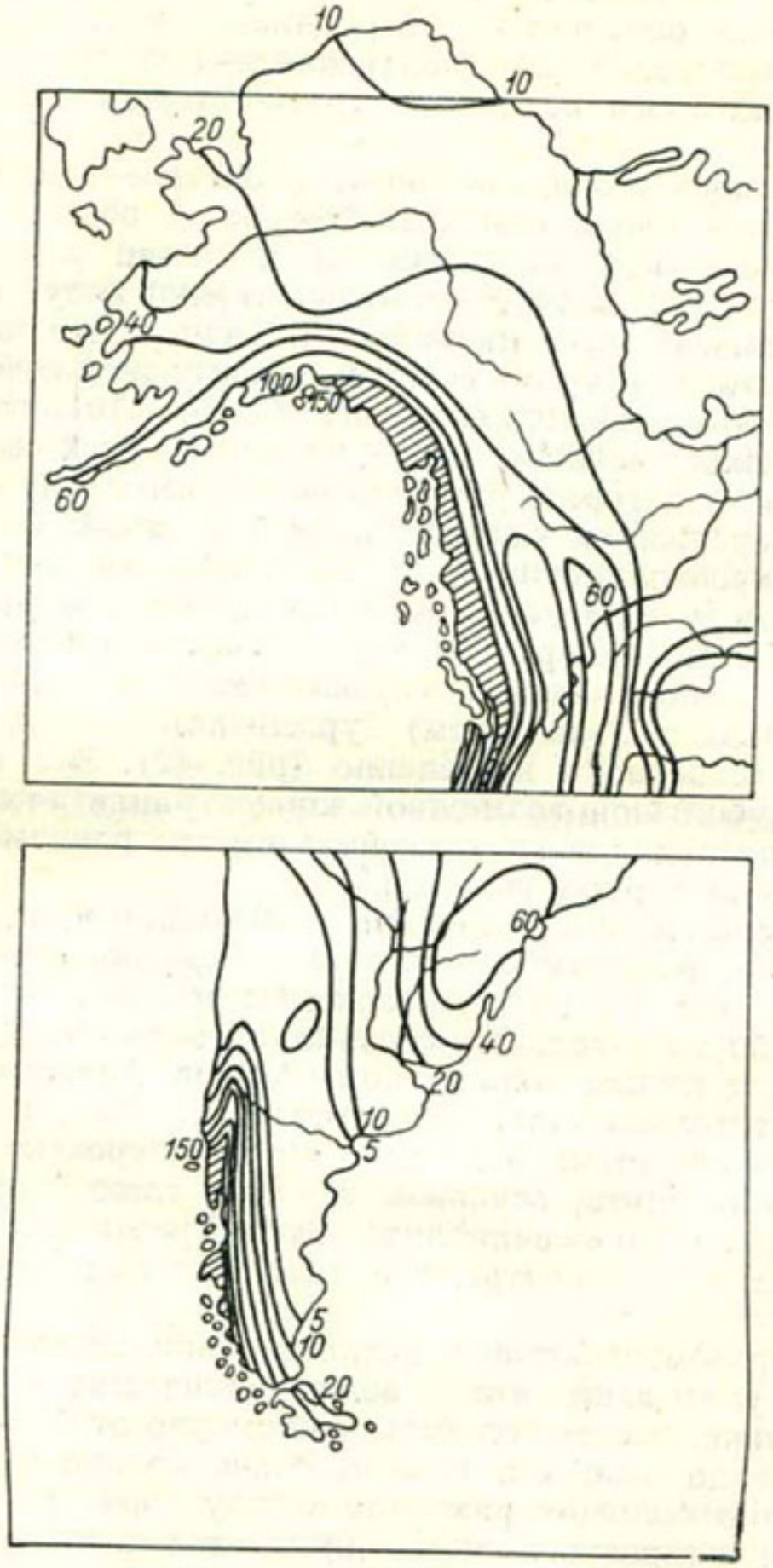
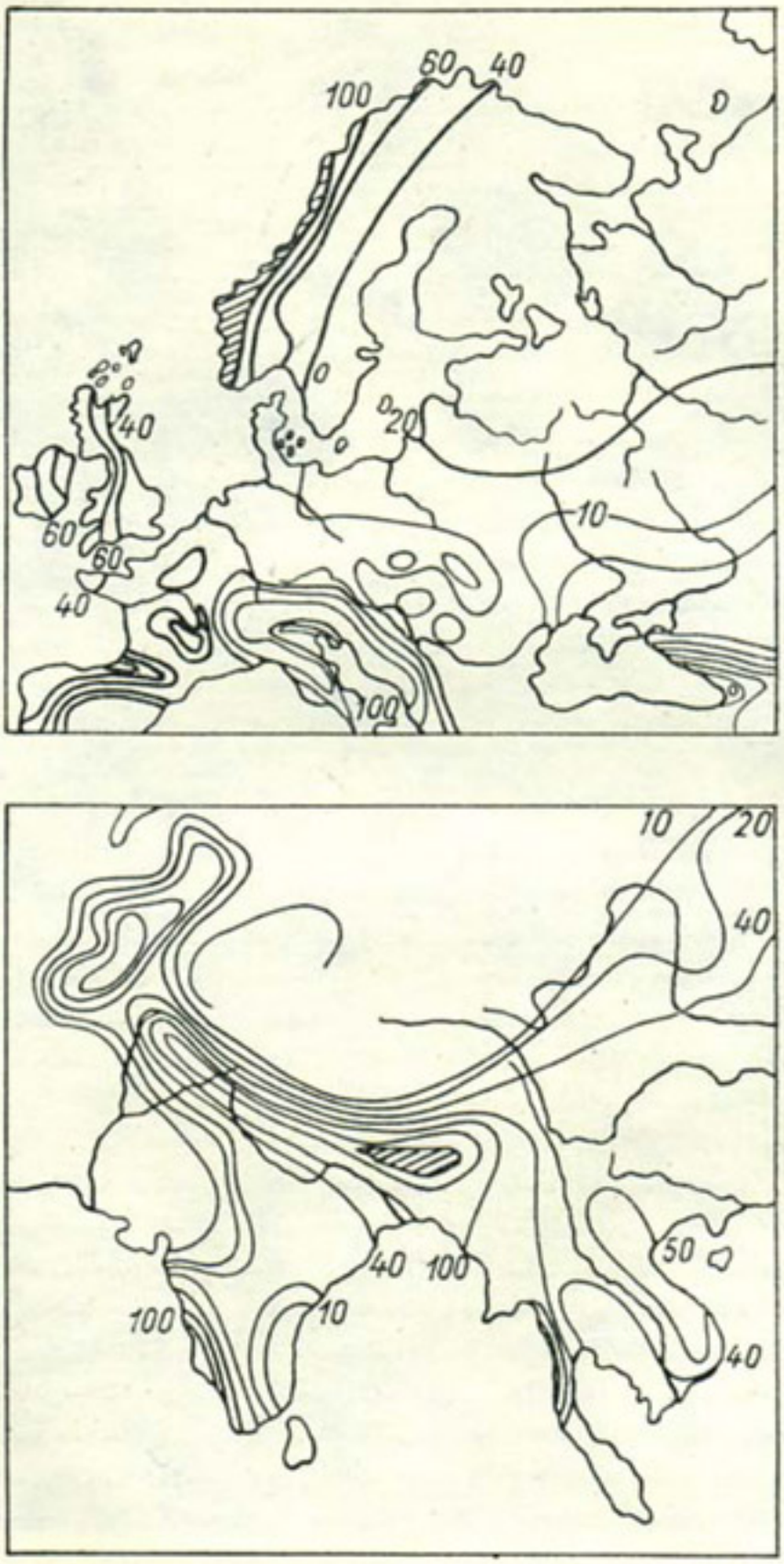


Рис. 41. Распределение годового слоя стока (см)
(по М. И.



в некоторых областях земного шара Львовичу).

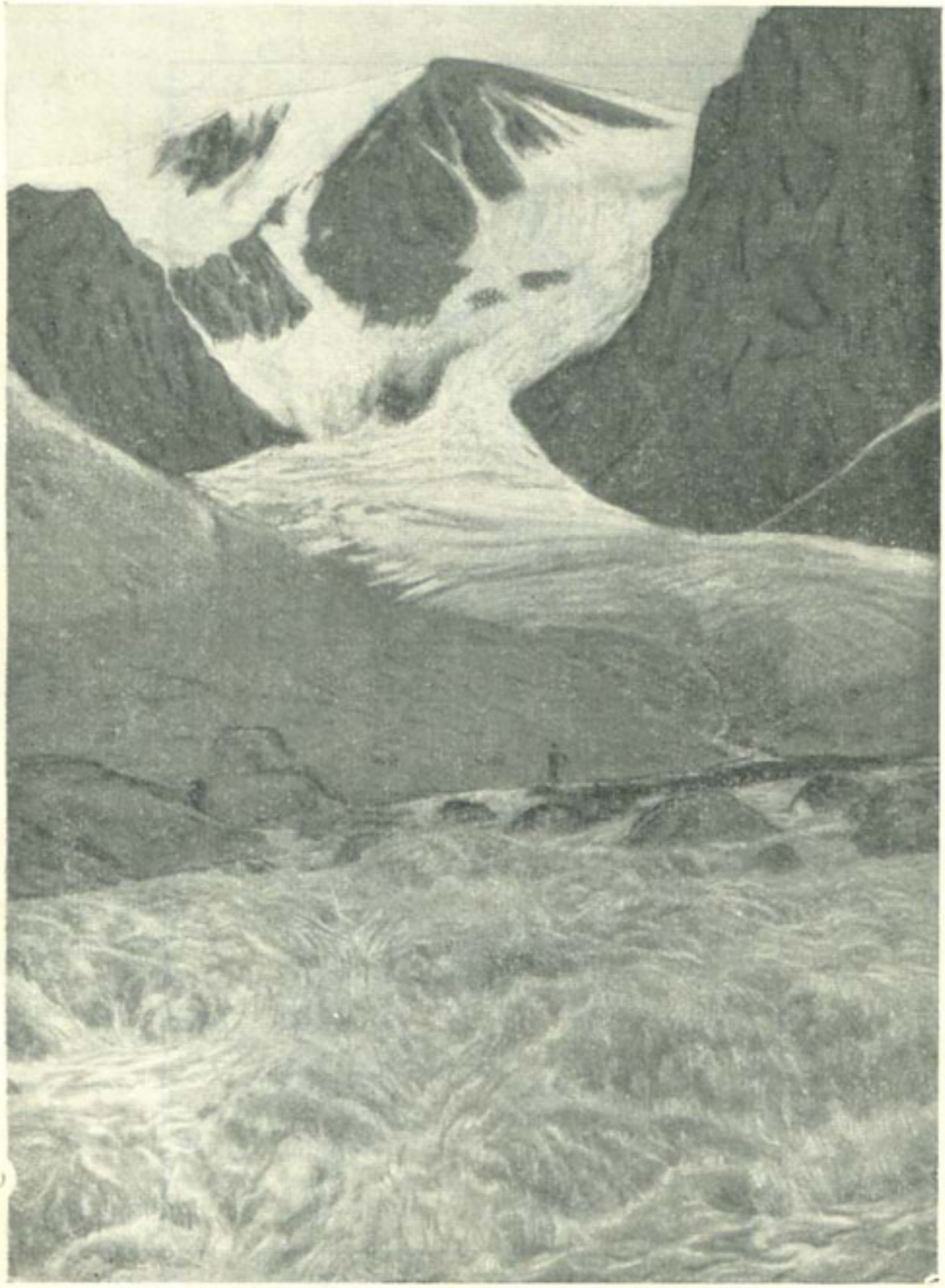


Рис. 42. Исток реки с ледниковым питанием.

высокогорные станции на вершинах и перевалах отмечают не очень большое количество осадков:

Станция	Зонннблик	Цугшпиц	Сэнтис
Высота станции (м)	3106	2962	2500
Годовая сумма осадков (мм)	1760	1371	2432

Толщи зимнего рыхлого снега, наблюдаемые в разных местах (по Дригальскому и Махачеку, 1942), свидетельствуют о возможности обильного питания ледников: на Зонннблике 15,5 м, на станции Сэнтис 19,2 м, на склонах Монблана до 20 м. Среднее количество осадков, выпадающих в фирновых областях ледников, составляет, по Е. Дригальскому и Ф. Махачеку, от 2200 до 3800 мм; в отдельных пунктах возможно выпадение и меньшего и большего количества. Такие суммы осадков вполне достаточны для того, чтобы в среднеширотной зоне обеспечить не очень высокое, не выше 3000 м, положение снеговой линии.

Как показывают наблюдения постоянных станций, осадки выпадают более или менее равномерно в течение всего года, хотя и с некоторым обычным (не везде) перевесом их в летнее время. Так, на станции Сэнтис в июле выпадает 303 мм, а в декабре — 150 мм; на Цугшпице в августе — 182 мм, а в январе — 71 мм. У фирновой линии в среднем годовом выпадает около 85% осадков в твердом виде, а еще выше жидкие осадки практически исчезают вовсе. Между тем фирновые бассейны ледников, по крайней мере крупных, имеют еще значительный запас высоты склонов, где могут накапливаться твердые осадки. Для большей части фирновых бассейнов альпийских ледников годовой слой осадков и годовой слой нарастания фирна (в пересчете на воду) совпадают. Зона практически «неполного» питания ледников имеет сравнительно небольшое вертикальное протяжение — около 300 м.

Так, по данным длительных наблюдений Р. Штрейф-Беккера на леднике Клариденфирн на высоте 2700 м (на 50 м выше снеговой линии), годичный прирост фирна составляет 757 мм (в переводе на слой воды), а на высоте 2900 м он уже почти равен годовой сумме осадков: 3167 и 3474 мм. Для крупных ледников в Альпах, где склоны поднимаются до 4000 м, т. е. на 500 м выше уровня июльской изотермы, значение этой промежуточной зоны относительно невелико, но малые каровые ледники подвергаются таянию на всем своем протяжении.

Весьма интересно, что исследования последних лет в Альпах не обнаруживают уменьшения количества осадков на самых больших высотах. До наибольших высот (3800 м), для которых имеются достаточно надежные данные, количество осадков продолжает увеличиваться. Причина, по-видимому, двоякая: во-первых, большие запасы влаги в воздушных массах, приноси-

мых с Атлантического океана; во-вторых, перенос снежинок ветром снизу на высокие уровни. Благоприятные условия питания ледников в Альпах нельзя рассматривать как чисто климатические; они ороклиматические и в большой мере связаны с развитием фирновых бассейнов вогнутой формы, притом на больших высотах. Площади со слоем годового прироста фирна 3 м и более (в переводе на воду) составляют у крупных альпийских ледников 5—10 и даже до 80 кв. км (Алечский ледник). Этим обеспечивается возможность продвижения ледниковых языков на низкие уровни — до 1100 м.

Повторение в других горных странах тех основных черт питания ледников, которые отмечены выше для Альп, связано прежде всего с тем, что горные ледники, как правило, питаются за счет скоплений твердых осадков в формах рельефа, ранее обработанных ледниками. Подобные же формы рельефа в большой степени однотипны. Сходные черты особенно подчеркиваются, если иметь в виду среднеширотный пояс, ибо в этом случае наблюдается и известная однотипность климатической базы. Везде резко выражено увеличение количества осадков с высотой, связанное с развитием восходящих токов воздуха. Везде или почти везде развиты западные потоки влажного воздуха, простирающиеся до больших высот и увеличивающие количество осадков на высоких уровнях. Эти потоки обеспечивают и проникновение влаги во внутренние районы горных областей. Приближение атмосферных фронтов и вторжение циклонических образований в горные страны везде сопровождаются ненастной погодой сразу на большой территории. Если наблюдаются летние снегопады, то они охватывают все ледниковые районы данной страны или бóльшую их часть.

Везде есть высотная зона «неполного» питания ледников непосредственно над снеговой линией, но выше (у крупных ледников) имеет место достаточный запас высоты склонов для полного использования выпадающих твердых осадков.

Таким образом, условия аккумуляции твердых осадков и питание ледников в Альпах весьма типичны для среднеширотного пояса. Из этого никак не следует, что такие же условия должны наблюдаться в других горных странах. Вместе с тем во многих случаях альпийские ледники, относительно хорошо изученные, могут служить базой для сопоставлений и для выяснения разных особенностей питания ледников, как-то:

1) бóльшая или меньшая высота уровня максимального количества осадков, располагается ли он выше или ниже снеговой линии;

2) располагаются ли, как в Альпах, крупные формы рельефа, удобные для накопления фирна, близ снеговой линии и выше.

Таких сопоставлений можно предложить много. Представ-

ляет большой интерес возможность распространить их и на древнее оледенение вместе с образованием стадиальных морен, в частности и на условия питания древних ледников. Для Альп Е. Рейхель (1935, 1939) подсчитал, что во время ледникового периода осадков там выпадало немного меньше (примерно на 5%), чем в настоящее время.

На Алтае питание ледников по такому типу, как в Альпах, характерно лишь для основных ледниковых центров с ледниками также альпийского типа. Это такие центры, как Белуха, Биш-Иирду, Южно-Чуйский, Южно-Алтайский, Табын-Богдо-Ола (в зарубежном Алтае). Очень благоприятно расположение удобных фирновых вместилищ на уровнях выше снеговой границы: большой бассейн ледника Маашей, фирновые камеры ледников Актру, Талдуринского и многих других находятся на уровнях 3300—3700 м и при высоте снеговой линии 2900—3000 м. Сравнительно небольшие долинные ледники с нормально расширенными вогнутыми формами бассейнов питания встречаются на некоторых участках хребтов, помимо указанных центров оледенения. Количество осадков примерно на 35—40% меньше, чем в Альпах. Распределение их по территории высокогорного Алтая представлено на схематической карте, составленной В. И. Русановым (1961) (рис. 43) в значительной степени по данным о речном стоке. Возможно, что на карте показано завышенное количество осадков. Однако тот факт, что на ледниках выпадает осадков в два-три раза больше, чем отмечают долинные станции, подтвержден наблюдениями (начиная с 1957 г.) в истоках реки Актру. На ледниках Актру выпадает 880—1040 мм осадков (Окишев, 1964), а на некоторых участках склонов еще больше.

Остановимся отдельно на большой роли метелевого переноса снега через высокие гребни, подтвержденной наблюдениями последних лет в бассейне реки Актру. Даже высота гребней 4000 м нисколько не препятствует перевеванию снежных масс. Перенос снега вполне возможен не только через одну линию хребта, но и через несколько подряд расположенных высоких гребней; в результате получается весьма неравномерное распределение аккумуляции на склонах горных гребней. Рассмотрим пример по данным В. С. Ревякина (1962).

На рис. 44 *а* представлен вертикальный разрез через высокие гребни и ледники горного узла Биш-Иирду, на рис. 44 *б* — карта-схема этого района; *AB* — линия разреза. Стрелками обозначено преобладающее направление ветров. Точечным пунктиром обозначена относительная интенсивность аккумуляции снега, зависящая от влияния наветренного и подветренного положения, а также от влияния экспозиции по отношению к солнцу.

Наглядной демонстрацией является приведенный выше (см.

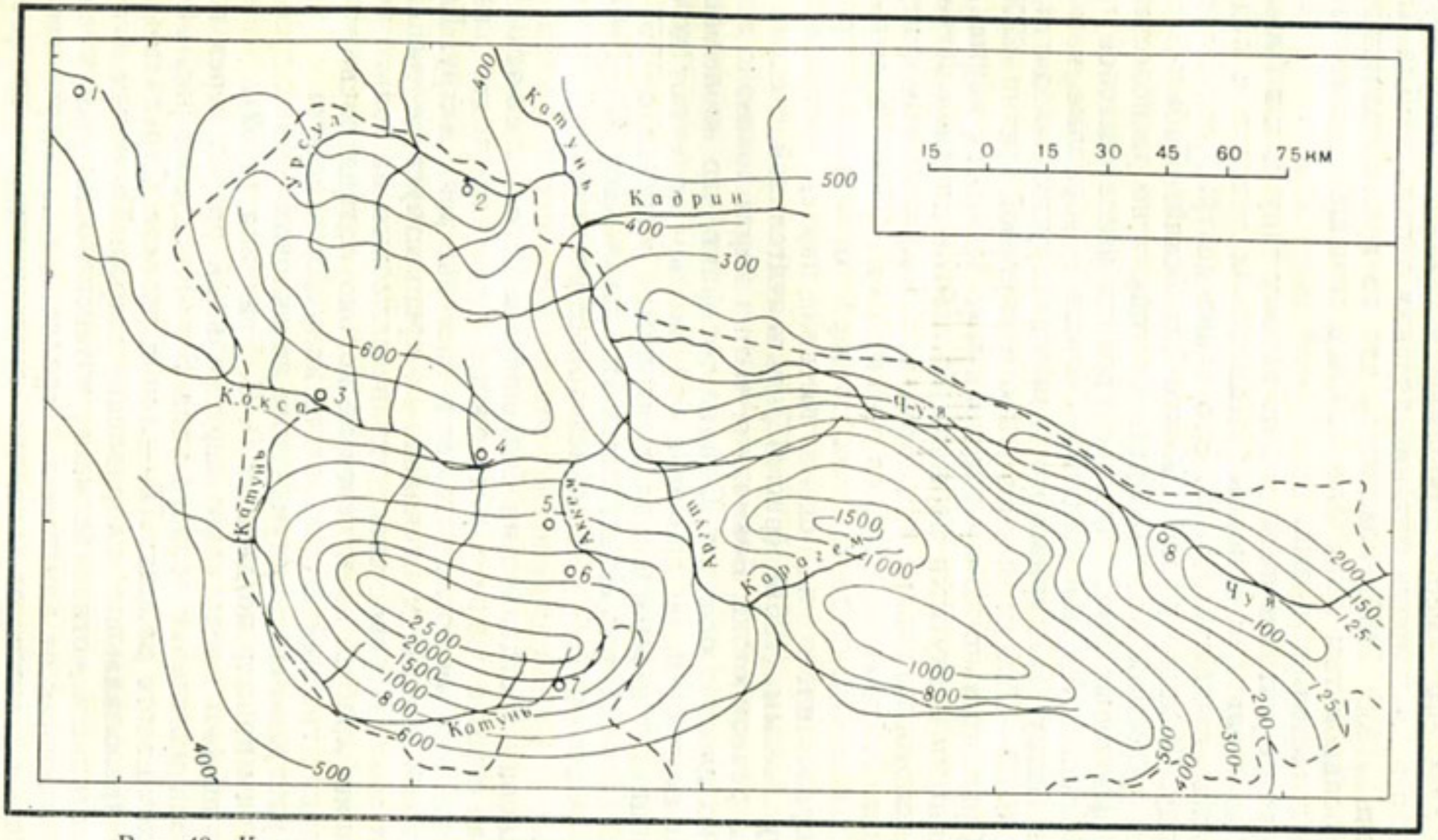


Рис. 43. Карта годового количества осадков на Центральном Алтае (по В. И. Русанову).

Метеорологические станции: *1* — Усть-Кан, *2* — Онгудай, *3* — Усть-Кокса, *4* — Катанда, *5* — Кара-Тюрек, *6* — Аккем, *7* — Катунь, *8* — Кош-Агач.

рис. 40) фотоснимок склонов над ледником Большой Актру: дальний склон относится к участку *2* (рис. 44), ближний — к участку *3*. Участок *1* — это внешний наветренный склон, открывающийся в глубокую долину реки Карагема. Вдоль Ка-

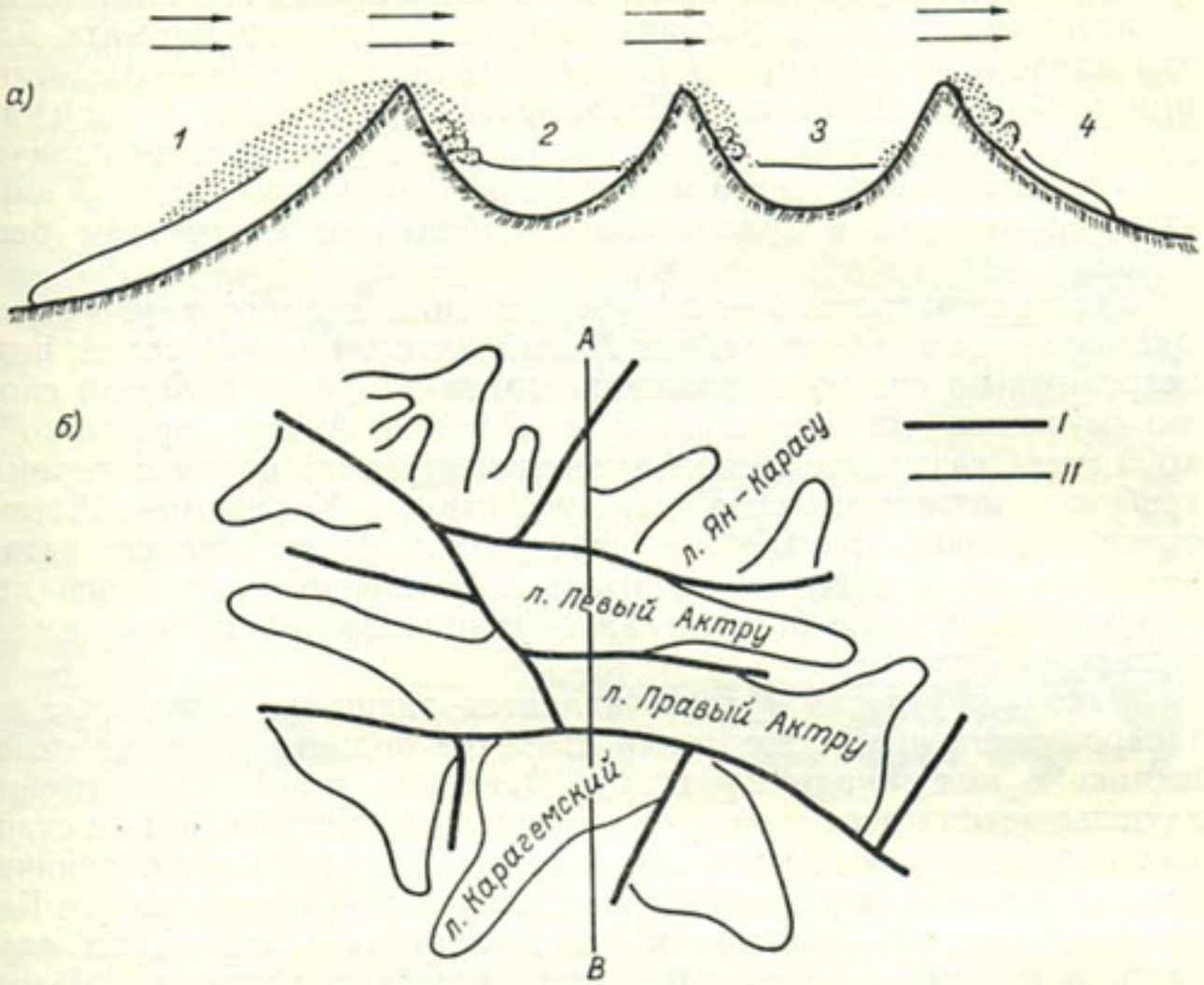


Рис. 44. Распределение аккумуляции снега на наветренных и подветренных склонах гребней в горном узле Биш-Иирду на Алтае.

1 — внешний наветренный склон, Карагемский ледник. Годичный слой аккумуляции 1500—1800 мм. *2* — первый внутренний бассейн, верхняя часть ледника Правый Актру. Аккумуляция на подветренном склоне 1500 мм. Наветренная сторона почти без снега. *3* — второй внутренний бассейн, ледник Левый Актру. Аккумуляция на наветренном склоне 1000—1200 мм. Наветренный склон почти без снега. *4* — внешний подветренный склон, ледник Ян-Карасу. Аккумуляция около 800 мм. *I* — горные хребты, *II* — ледниковые языки.

рагемского ледника с высоты 2300 м до уровня 3800 м наблюдается большое увеличение количества осадков. Годичный слой аккумуляции в пересчете на воду достигает 2000 мм. Участок *2* — это пересечение верхней части ледника Правый Актру. Правый и левый склоны представляют поразительный контраст. Крутой правый склон (первый подветренный склон на рис. 44 *а*) покрыт мощными наслоениями снега — фирна, имеющими разный — от сползания до обрушивания — характер движения к нижнему полю ледника. Осадков выпадает здесь (точнее, фактически оседает снега) очень много, едва ли меньше

1600 мм, а местами до 2000 мм в год, но только на меньшем вертикальном протяжении и меньшей площади, чем на внешнем наветренном склоне. Левый склон почти бесснежен, несмотря на высоту 3700—3800 м.

Здесь действуют две причины. Явно невыгодна «солнечная» экспозиция склона; в условиях континентального климата Алтая влияние инсоляции на баланс снегонакопления — снеготаяния вообще очень велико. Несомненно, кроме того, что внутренний наветренный склон получает уменьшенное количество осадков в виде снега в связи с особенностями местной циркуляции воздуха в сравнительно небольшом внутреннем бассейне.

Участок разреза *3* — это пересечение второго внутреннего бассейна, где залегает ледник Левый Актру. Правый склон, подветренный по своему положению, снова получает большой слой аккумуляции, но меньший, чем Правый Актру, примерно в 1000 мм. Сказывается, следовательно, перехват осадков первым гребнем, поднимающимся между Актру и Карагемом. Левый склон, имеющий внутреннее наветренное расположение, снова почти бесснежен, если не считать снежно-фирновых полей небольшой мощности на склонах вершины Актру, но она имеет высоту 4075 м.

Наконец, участок *4* тоже является внешним, он открыт на северо-восток и в то же время является подветренным по отношению к юго-западному ветру. Оседание снега в некотором затишье здесь имеет место, но в меньшем масштабе, чем на склонах над ледниками Актру. Этим в определенной мере ограничиваются питание и размеры залегающего здесь ледника Ян-Карасу. Открытость склонов к северо-востоку в некоторых случаях, т. е. при определенных синоптических условиях, может способствовать выпадению и накоплению осадков в виде снега, но меньшему, чем при юго-западной экспозиции.

Анализ этого приведенного в виде примера разреза имеет принципиальное значение, так как он объясняет тип распределения осадков в высокогорном, сильно расчлененном районе. К сожалению, точные непосредственные измерения как раз в местах максимумов осадков практически почти невозможны.

Большой интерес представляет распределение аккумуляции снега между южным и северным склонами Белухи, самого высокого горного массива на Алтае. Широкое, около 2 км, седло Белухи на высоте 4050 м является главными воротами для потоков воздуха и для переноса снега на северную сторону. На юг спускается до высоты 1955 м крупный Катунский ледник площадью 11 кв. км, который дает начало реки Катуни. Как уже указывалось выше, влияние очень высокого наветренного склона здесь усиливается подступом большой глубокой долины. Количество осадков достигает здесь наибольшей на Алтае ве-

личины — 3000—3500 мм, причем максимум их отодвигается на самые высокие уровни. Это значит, что на широком и пологом седле Белухи, главном снего-фирносборном бассейне Катунского ледника, две величины — осадки и аккумуляция — между собой равны и составляют более 3000 мм (рис. 45).

Несмотря на несомненный перехват большого количества атмосферной влаги склонами Катунского хребта, много снежных осадков все же переносится через седло Белухи на северный

Рис. 45. Северная стена Белухи на Алтае. *Рисунок П. А. Окишева.*

склон, где залегает крупный Аккемский ледник (рис. 45). Аккемская стена Белухи, имеющая высоту 1000—1500 м и являющаяся главным очагом питания ледника, перегружена фирном, но, сколько оседает здесь осадков в виде снега, измерить очень трудно. Станция Аккем в 5 км от ледника отмечает среднее годовое количество осадков в 470 мм. Однако количество осадков в области Аккемского ледника, подсчитанное по величине речного стока, составляет около 1500 мм. Причина такого расхождения данных, по-видимому, двоякая: 1) количество осадков, выпадающих на леднике, вообще намного больше, чем в ниже расположенном пункте в долине, и 2) ледник, а следовательно, и поток, вытекающий из него, в определенной мере питаются за счет фирнов Аккемской стены, имеющих навеянное происхождение.

Эти приведенные выше примеры показывают, как при изучении источников питания ледников переплетаются важные во-

просы гидрологии, климатологии и гляциологии горных стран.

Сейчас для Алтая характерно весьма большое число малых долинно-каровых и каровых ледников, расположенных на склонах менее высоких, чем главные центры, хребтов, с «запасом высоты» над снеговой линией не более 300—400 м. В 1949 г. на Алтае насчитывалось 385 каровых ледников общей площадью 133 кв. км, что по числу составляет немного больше половины, а по площади — немного меньше четверти всех ледников Алтая (754 ледника общей площадью 596 кв. км). Сейчас количество каровых ледников на Алтае возросло до 500. Такие ледники могут использовать лишь питание, ослабленное таянием, так как они залегают не очень высоко. Действительно, к концу лета, в особенности после длительной хорошей погоды, такие ледники как бы обтаивают со всех сторон, в том числе и сверху по склону. Вместо склонов, сплошь закрытых фирновыми полями, остаются лишь отдельные полосы фирна. Особенно это бросается в глаза у самых малых каровых ледников, которые к концу лета освобождаются от окружающих, относительно менее мощных снежно-фирновых полей, а более мощное скопление фирна остается обычно у подножия кара. Вследствие этого становится видимой та сторона питания ледников, которая заключается в навевании ветром в кар больших масс снега на ограниченное пространство.

Встречаются на Алтае и случаи питания ледников на сниженных уровнях путем свевания снега с плоского водораздела в кар подветренного склона. Выше, в главе «Снеговая граница и хионосфера», были приведены примеры таких ледников. Снеговая линия на них оказывается сниженной примерно на 200 м по сравнению с ее уровнем на крупных ледниках в том же районе. Это значит, что в карах должна иметь место некоторая дополнительная концентрация снега. Величину ее можно оценить следующим образом. Уменьшение абсолютной высоты на 200 м означает повышение температуры в среднем на 1,2°. Кроме того, примерно на столько же температура воздуха в каре с небольшим количеством льда и снега может быть выше, чем над холодной поверхностью большого ледника. Чтобы в балансе снегонакопления — снеготаяния компенсировать повышение летней температуры на 2,4—2,5°, нужно в условиях Алтая около 750 мм осадков.

Но на Алтае развиты также системы каров с ледниками и снеговой линией на том же уровне, что и на крупных ледниках. Применяя тот же расчет, можно предположить, что в таких карах оседает твердых осадков примерно на 375 мм больше, чем на крупных ледниках. Таким образом, в целом величину дополнительной концентрации снежных масс в «действующих» карах высокогорного Алтая по сравнению с открытыми площадками больших ледников можно оценить в 350—800 мм. Эта величина

сама по себе очень значительна, т. е. действительно кары Алтая собирают много осадков. Однако надо заметить, что это свойство каров выражено здесь слабее, даже, по-видимому, намного слабее, чем на севере Урала. Этот вопрос имеет принципиальный интерес и заслуживает всестороннего исследования.

Мы остановились несколько подробнее на характеристике питания ледников Алтая прежде всего по причине естественной тенденции каждого автора полнее использовать материал собственных исследований. В то же время несомненно, что богатство и разнообразие форм оледенения Алтая распространяются и на условия питания ледников. Ниже мы ограничиваемся лишь самыми схематическими характеристиками условий питания ледников в некоторых странах, показывающими общие возможные градации изменения этих условий.

Кавказ. Годовые суммы осадков, подсчитанные по наблюдениям горных и высокогорных станций, указаны в работе А. А. Заниной (1961). Вот некоторые данные:

Станция	Гудаури	Ачишхо (Западный Кавказ)	Казбек, высокогорная
Высота станции (м)	2204	1880	3656
Годовая сумма осадков (мм)	1371	2617	1074

В. М. Котляков и М. Я. Плам (1964) по наблюдениям в районе Ледовой базы на южном склоне Эльбруса оценивают для уровня 3750 м годовую величину аккумуляции в 1000 мм, а сумму осадков — примерно в 1200 мм.

Максимальные суммы осадков намного больше. Средние годовые модули стока в ледниковой части Кавказского хребта достигают 75—100 л/сек. км² и больше (В. Л. Шульц, 1963). В верховьях рек Кодори, Ингури и Риони в Западной Грузии максимальные суммы осадков превышают 4000 мм (Б. П. Алисов, И. А. Берлин, В. М. Михель, 1954; О. А. Дроздов, 1948). Но это все не относится к Восточному Кавказу, где осадков гораздо меньше: «В отношении оледенения западная половина Кавказа — это еще Альпы, но восточная — это уже Туркестан» (Калесник, 1937, стр. 55).

Горы Средней Азии. Как бы вопреки общим свойствам очень сухой среднеазиатской климатической области, средние величины модулей стока в верховьях реки Вахша велики — 50 л/сек. км² и более (т. е. больше 1500 мм осадков). В обсерватории на леднике Федченко (4169 м) годовая сумма осадков в среднем за период 1933—1944 гг. составляет 820 мм (Бугаев, 1948; Джорджио, Колесникова, Петросянц, 1962). Однако считается возможным, что эта цифра занижена по причине выдувания снега из осадкомера сильными ветрами.

Объем осадков, накопившихся в фирновой области ледника Федченко на площади в 692 кв. км (Суслов, 1962) к началу снеготаяния (июль), составил в 1959 г. в пересчете на воду 0,72 куб. км (Насыров, Ноздрюхин, Лесник, 1962), что равно слою воды 1040 мм.

На рис. 46, взятом из статьи П. А. Судакова и Е. Н. Вилесова (1962, стр. 104), представлено распределение запасов воды в снеге на Туюксуйском леднике на северном склоне хребта Заилийский Алатау. Средняя величина этого запаса в разные

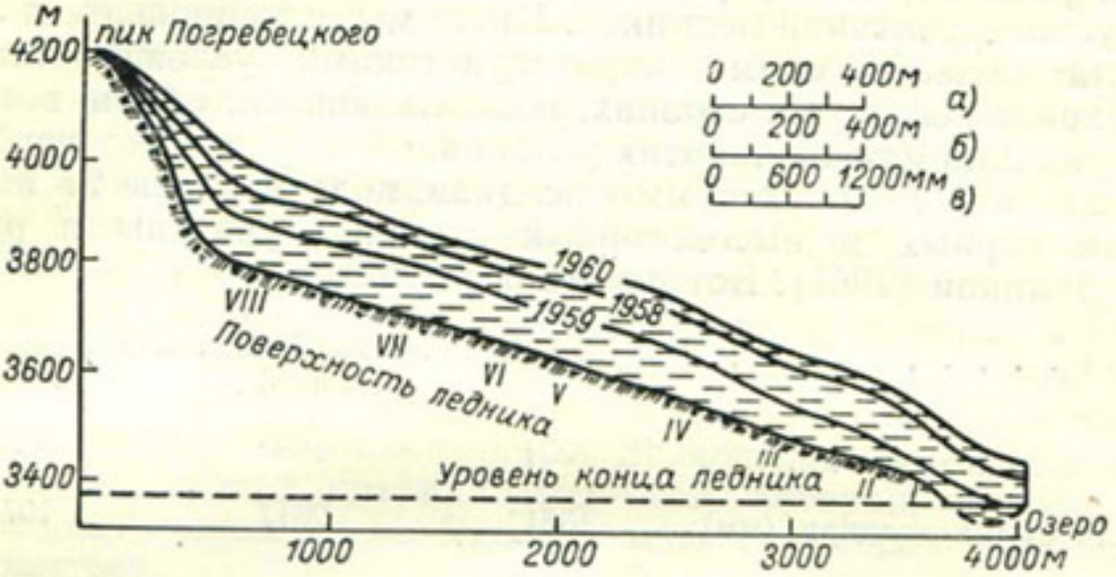


Рис. 46. Распределение запасов воды в снежном покрове на Центральном Туюксуйском леднике (по П. А. Судакову и Е. Н. Вилесову).

Масштабы: *а* — горизонтальный, *б* — вертикальный, *в* — вертикальный для снега. *I—VIII* — профили снегомерных съемок.

годы сильно меняется: 1957-58 г. 672 мм, 1958-59 г. 383 мм, 1959-60 г. 777 мм.

Средняя годовая сумма осадков оценивается в 950 мм (Егорова, 1964). На ближайшей метеорологической станции Мын-Джилки (3036 м) она составляет 734 мм, а в Алма-Ате — 560 мм. Некоторые станции, расположенные на больших высотах, показывают малое количество осадков: Тянь-Шань, обсерватория (3672 м) — 292 мм, Мургаб (3640 м) — 72 мм. Таким образом, решающую роль в механизме выпадения большого количества осадков играет рельеф. Предпосылкой является достаточный принос влаги воздушными течениями.

Горные поднятия Средней Азии в целом весьма открыты для воздушных масс, поступающих с западной половины горизонта. Высочайшие горно-ледниковые узлы в районе пика Коммунизма, хребта Хан-Тенгри и др. хотя и расположены в глубине гор, но, возвышаясь над передовыми хребтами, открыты на высоких уровнях. Общее количество влаги, приносимой к навет-

ренным склонам среднеазиатских хребтов общециркуляционными воздушными течениями, таково, что эта влага могла бы образовать в течение года в стокилометровой зоне слой воды 47 000 мм (по данным Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова). Из всей этой массы атмосферной влаги фактически оседает в горах около 8%. Эта характеристика общего приноса влаги к склонам Тянь-Шаня и Памира почти совпадает с той, которая (также по данным Главной геофизической обсерватории) дается для Кавказского хребта. Неблагоприятная для образования осадков низкая относительная влажность в горах Средней Азии компенсируется большой абсолютной высотой хребтов.

Сочетание абсолютных высот хребтов в 6000—7000 м с уровнем снеговой границы в среднем около 4400 м приводит к тому, что в Средней Азии положительная разность оледенения на 1000 м больше, чем в Альпах, и что соответственно увеличиваются площади фирновых бассейнов. Температура воздуха близ уровня снеговой границы на леднике Федченко около 3°, т. е. ниже, чем в Альпах. Это способствует уменьшению таяния выше снеговой линии и лучшему использованию твердых осадков ледниками.

Особенностью оледенения Средней Азии является интенсивное развитие у многих ледников лавинного питания. «Невыгодная» сторона такого вида питания, заключающегося в том, что массы снега скатываются сразу на низкие уровни, компенсируется большим развитием защитного (от таяния) моренного покрова на ледниковых языках. Примером могут служить ледники Иныльчек, Зеравшанский и др.

Хребет Сунтар-Хаята. В условиях крайне сурового континентального климата на северо-востоке Сибири нельзя ждать особенно обильного питания ледников, хотя в горах выпадает больше осадков, чем, например, в Якутске или Верхоянске. Специально для исследований по программе МГГ была организована метеорологическая станция Сунтар-Хаята на высоте 2068 м; дополнительные наблюдения производились на леднике № 31 на высотах 2257 и 2477 м. Снеговая линия проходит здесь на высоте около 2350 м. На основании наблюдений в этих пунктах М. М. Корейша (1963, стр. 22) приводит данные о годовых суммах осадков (в миллиметрах), достаточно типичные для района оледенения (табл. 10).

На станции Оймякон (740 м) в 150 км от Сунтар-Хаята осадков выпадает в 2,5 раза меньше.

Но не все осадки даже в верхних частях ледников выпадают в твердом виде. Июльские средние температуры на станции Сунтар-Хаята составляют 5—7° (в Оймяконе на 8° выше), а нулевая изотерма в июле располагается примерно на высоте 2900 м. Между тем самая высокая вершина Мус-Хая имеет

высоту 2959 м, т. е. основные фирновые поля ледников располагаются в зоне положительных летних температур. В Восточной же Сибири, как известно, преобладают летние осадки.

Максимальные величины водозапасов в снежном покрове в районе станции составили в 1958 г. 350 мм, причем зима была многоснежной.

Таблица 10

Период измерений	Высота (м)		
	2068	2257	2477
Сентябрь 1957 г.— август 1958 г.	542,4	628,0	694,0
Сентябрь 1958 г.— август 1959 г.	606,1	663,0	716,3

Полярный Урал. Самый северный участок Уральского хребта представляет собой небольшую область современного оледенения, интересную во многих отношениях и прежде всего в связи с условиями питания ледников. Вершины достигают высот 1200—1300 м, а одна вершина — 1500 м. Известны 143 ледника общей площадью около 25,5 кв. км; они расположены главным образом в карах и на склонах восточной экспозиции, но к западу от главного водораздела. На станции плато ИГАН (755 м) средние температуры воздуха за теплый период составляют 4,8°. Количество осадков в водораздельной части хребта оценивается примерно в 1000—1100 мм, причем маршрутными наблюдениями выявлена широкая полоса большого снегонакопления в 600—700 мм слоя воды (Троицкий, 1963; Гуськов, 1964). Эти довольно благоприятные для оледенения климатические условия недостаточны для объяснения залегания ледников на 900—1000 м ниже уровня «нормальной» снеговой границы (около 1800 м). Становится неизбежным вывод: «Аккумуляция снега на ледниках превышает фоновые величины снегонакопления в районе в 2—3 раза». Этот вывод подтвердился непосредственными наблюдениями на ледниках (Троицкий, 1963, стр. 33—34).

Ледниковая область Аляски является примером избыточного питания ледников в том смысле, что ледники не только заполняют свои горные вместилища, но и выходят на предгорную равнину. Всем известен ледник Маляспина, предгорное ледяное поле которого занимает 2200 кв. км. Многие ледники с высоких гор спускаются к морю, и от них отламываются айсберги. Таким образом, вертикальная протяженность ледников достигает абсолютной высоты хребтов, т. е. 6000 м. Снеговая линия в некоторых местах опущена до 600—500 м; температура воздуха в июле на этом уровне около 10°.

Основная причина благоприятных для оледенения климатических условий на тихоокеанском побережье Аляски заключается в постоянном западном переносе влажных воздушных масс.

На станциях, расположенных на тихоокеанском побережье Аляски близ уровня моря, за год выпадает 2000—4000 мм осадков. В табл. 11 (по Витвицкому, 1953) приведены данные о сумме осадков на разных широтах.

Таблица 11

Станция	Широта (град. мин.)	Сумма осадков (мм)			Число дней с осадками
		холодный период	теплый период	год	
Ситха	27 03	1010	1202	2212	227
Джуно	58 18	886	1228	2114	231
Якутат	59 33	1410	1689	3099	189
Латуш	60 03	2006	2270	4276	216

На фирновых полях ледников выпадает осадков еще больше — около 6000 мм, но частично в жидком виде. Зона неполного накопления твердых осадков имеет значительную протяженность, но выше еще остается большой запас высоты, где таяние практически отсутствует.

В Исландии условия питания ледников весьма типичны, но в то же время они непохожи на условия в Альпах и других высокогорных странах. Климат океанический, влажный; на береговых станциях выпадает больше 1000 мм осадков в год. Абсолютные высоты сравнительно невелики, до 2100 м. Снеговая линия располагается на высоте примерно 600 м, а нулевая изотерма в июле и августе поднята до 1800—2000 м.

Особенности питания ледников Исландии следующие:

1) годовые суммы твердых осадков на ледниковых куполах очень значительны (около 2000 мм), но несколько меньше, чем в Альпах;

2) таяние имеет место на всей поверхности фирновых полей ледников, т. е. твердые осадки неполностью используются для питания ледников;

3) площади фирновых полей исчисляются сотнями и тысячами квадратных километров, чем и обеспечивается самое существование крупных ледников;

4) с другой стороны, возможность аккумуляции твердых осадков в больших количествах обеспечивается уже существующими ледниками. Так, ложе ледяного купола Ватнайокуль, мощность которого по новым измерениям (Виктор, 1952) достигает 1000 м, лежит на уровне около 440 м, что ниже снеговой

границы и явно недостаточно для питания ледников в условиях климата Исландии.

В качестве примера приведем данные о леднике Хоффельсйокуль (рис. 47). Распределение площади ледника по высотным поясам представлено на рис. 48 (Альман, 1948, 1962). По оси

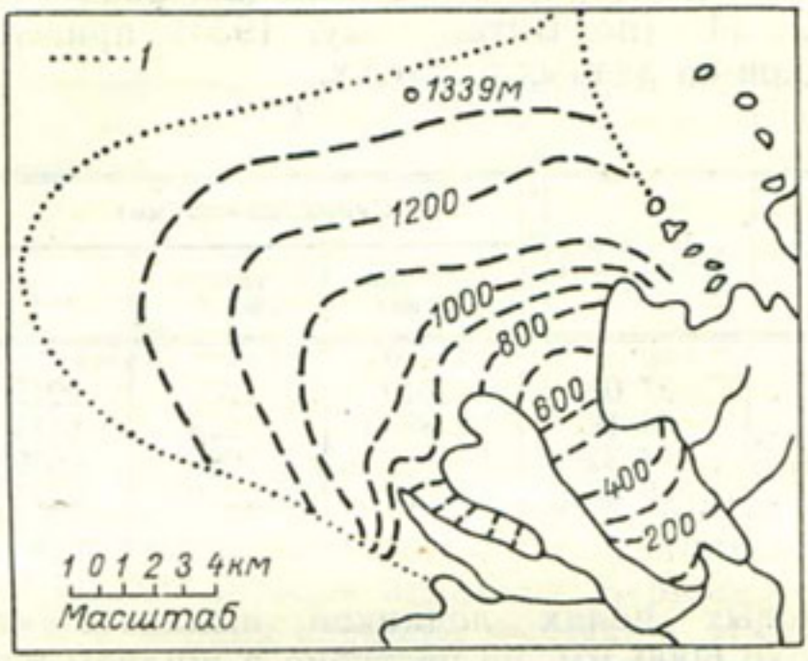


Рис. 47. Ледник Хоффельсйокуль в 1937 г. (по Г. Альману).
1 — граница ледника.

ординат отложены величины площадей, приходящихся на каждый высотный пояс вертикальной протяженностью 100 м. Так, площадь ледника, заключенная по вертикали между 600 и

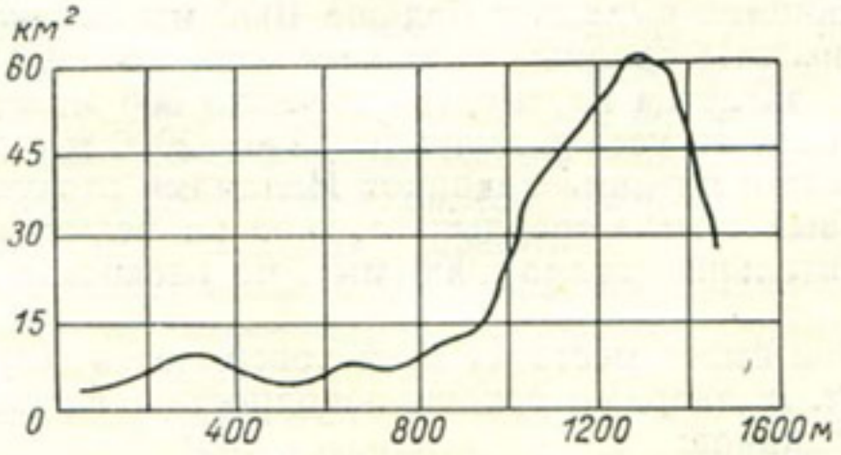


Рис. 48. Кривая распределения площади ледника Хоффельсйокуль по высотным поясам (по Г. Альману).

700 м, т. е. на средней высоте 650 м, составляет, как показывает рисунок, 7,5 кв. км, а на средней высоте 1050 м (пояс между 1000 и 1100 м) — 38 кв. км.

На рис. 49 (Дригальский и Махачек, 1942, стр. 43) представлено распределение количества твердых осадков на том же лед-

нике в зависимости от высоты. На высоте 1100 м (снеговая линия) аккумуляция равна абляции, т. е. весь слой выпадающих за год твердых осадков, равный 2200 мм (в переводе на воду), успевает растаять. На высоте 1250 м твердых осадков выпадает 2700 мм, но вследствие таяния только $^2/_5$ этого количества составляет собственно питание ледника. На самых высоких уровнях растаивает все же $^1/_3$ твердых осадков. Площадь ледника составляет 312 кв. км, из которых на фирновую область приходится 74%, т. е. около 230 кв. км. На этой площади выпадает несколько больше 300 млн. куб. м воды в твердом состоянии, но из них лишь меньше половины переходит в положительную часть общего приходо-расходного баланса ледника. Аналогичная «балансовая» диаграмма дана на рис. 50.

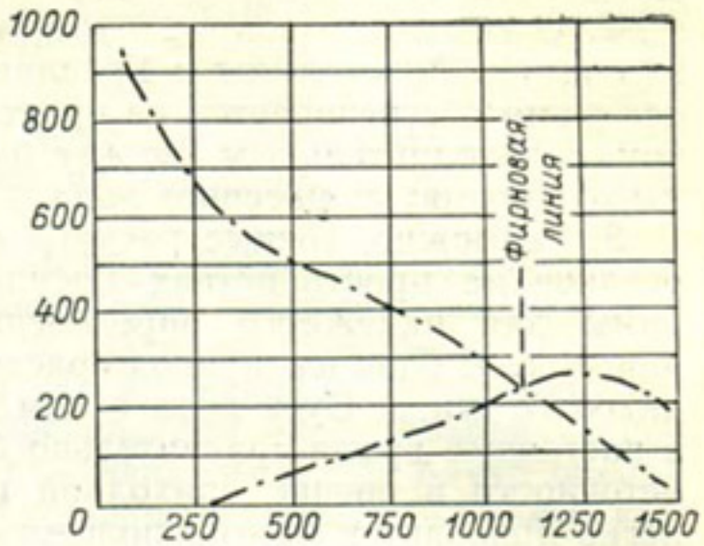


Рис. 49. Средние значения суммарной аккумуляции и абляции на леднике Хоффельсйокуль за период 1935—1938 гг. (по Г. Альману).

По оси абсцисс — м над уровнем моря, по оси ординат — мм слоя воды.

Вопрос о климатическом режиме, в первую очередь об условиях питания, ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды представляет большой интерес с разных точек зрения.

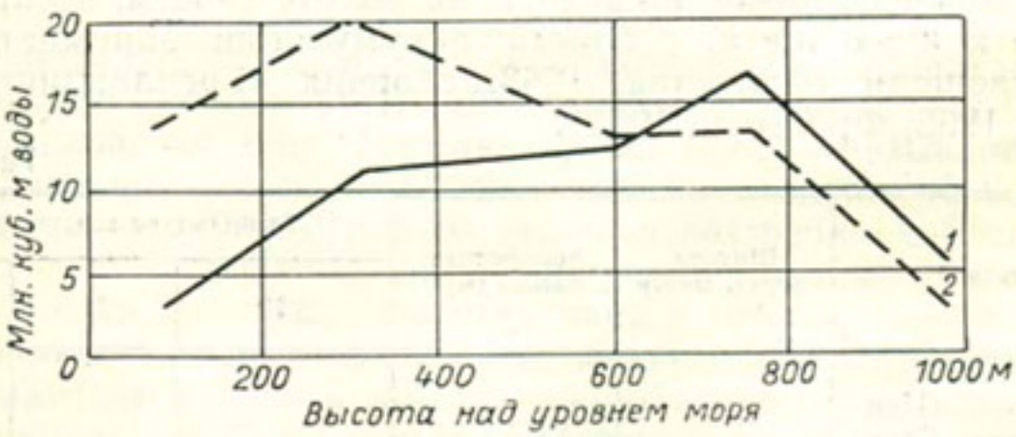


Рис. 50. Балансовая диаграмма ледника 14-го июля на Шпицбергене за 1933-34 «бюджетный» год (по Г. Альману).

1 — аккумуляция, *2* — абляция.

1. В той части проблем климатологии и палеоклиматологии, которая особенно тесно связана с общей теорией эволюции оледенений, с проблемой ледниковых периодов, очень важно решение вопроса о возможном питании ледниковых покровов в

условиях устойчивых антициклонов. Речь идет не только об известной теории В. Хоббса (1910, 1921, 1935), но и вообще о взаимодействии между ледниковыми поверхностями огромных масштабов и макроциркуляционными процессами.

2. Очень важен вопрос о том, в какой мере питание ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии твердыми атмосферными осадками обеспечивается не просто холодным полярным климатом, а дополнительным (может быть, и главным) воздействием высоко поднятых массивов льда.

3. Возможно, точные расчеты объема аккумуляции твердых осадков на пространствах Гренландии и Антарктиды необходимы для надежного определения знака вещественного баланса, т. е. баланса приходо-расхода льда, того и другого ледникового щита. Суть дела в том, что оба ледниковых покрова в настоящее время сравнительно близки к равновесию; поэтому неточности в оценке приходной или расходной части баланса легко приводят к противоположным выводам относительно тенденции дальнейшей их эволюции.

Вполне естественно, что ответы на поставленные вопросы по отношению к Гренландии и Антарктиде могут оказаться различными.

Гренландский ледниковый щит имеет площадь 1 726 400 кв. км при всей площади Гренландии 2 175 600 кв. км. Максимальная известная мощность льда достигает 3408 м, а общий объем льда оценивается в 3 630 000 куб. км. Наибольшая высота ледникового щита достигает 3157 м (на 72° с. ш.), а средняя высота составляет 2135 м. Снеговая линия располагается не очень низко, в среднем на высоте 1400 м, но проходит близко к краю щита. Область аккумуляции занимает 83,5% всей площади (Калесник, 1963; сборник «Гренландия», 1953; Бауэр, 1955; Фриструп, 1952).

Таблица 12

Станция	Широта (град. мин.)	Абсолютная высота (м)	Температура воздуха (град.)		
			VII	II	год
Айсмитте (Центральная Гренландия) . . .	70 54	3030	—13,7	—51,7	—32,5
Западная (к западу от Айсмитте)	70 10	954	—0,2	—28,8	—13,9

На большей части поверхности Гренландского ледника таяние практически отсутствует, так как здесь господствует климат вечного мороза. Если все береговые станции Гренландии от-

мечают положительные летние температуры воздуха, то на ледниковом щите температуры отрицательны весь год. Гренландия представляет собой своеобразный полюс холода северного полушария. В табл. 12 приведены некоторые данные о температуре воздуха (по Витвицкому, 1953) для двух станций Гренландии.

Из работы Даэмонда (1960, русский перевод 1964) следует, что в Центральной Гренландии на 75° с. ш. средняя годовая температура еще ниже, до —37°.

Окраины Гренландского ледника, кроме крайнего севера (Земля Пири), получают значительное, даже большое количество осадков; например, станция Ивигтут, расположенная на крайнем юге, отмечает 1139 мм. Но и средняя величина аккумуляции в фирновой области, определенная на основании исследования снежных профилей, не очень мала. А. Бауэр оценивает ее в 310 мм воды, а общий годовой ее объем — в 446 куб. км. Это меньше суммарных потерь льда через абляцию и откалывание айсбергов, которые оцениваются в 530 куб. км. В работе Даэмонда (1960, 1964) для западной части центральной области Гренландии приводятся завышенные (даже до 60 см водного эквивалента) величины слоя годичной аккумуляции.

Нетрудно видеть, насколько важно уточнение этих цифр. Баланс Гренландского ледника сейчас оценивается без должной уверенности. Однако ответ на второй из поставленных выше вопросов оказывается вполне определенным: Гренландия получает огромный в общем годовой объем аккумуляции снега благодаря наличию высоко поднятого ледяного массива.

Еще недавно считали, согласно воззрениям американского гляциолога В. Хоббса (1910, 1911, 1935), что, в отличие от горных ледников, питание Гренландского щита связывается не с восходящими, а с нисходящими токами воздуха. Как писал С. В. Калесник (1939, стр. 229), излагая воззрения Хоббса, континентальные ледниковые щиты «получают питание от нисходящих токов воздуха, существующих в центре стоящего над материковым льдом барического максимума. Опускающийся воздух нагревается, но в момент соприкосновения с ледниковой поверхностью выделяет осадки. Центробежное и нисходящее движение воздушных масс в антициклоне полностью исключает возможность питания материковых льдов восходящими токами». Раньше принималось заниженное количество осадков на плато Гренландии, чем как бы подтверждалась гипотеза. В. Хоббса.

Однако исследования последних лет не подтвердили воззрений В. Хоббса. Средние величины изменчивости давления воздуха и температуры ото дня ко дню на станции Айсмитте очень велики, например в июле 8,0 мб и 6,6° соответственно (Витвиц-

кий, 1953). Это вполне определенно свидетельствует о «циклоничности» климатов Гренландии.

Осадки над Гренландией имеют циклоническое происхождение, а постоянный устойчивый антициклон здесь не существует. При очень низких температурах воздуха особенно обильных осадков, очевидно, ждать нельзя, но число дней с осадками велико: на Айсмитте 220 в году.

Х. Петерсен (сборник «Гренландия», 1953) приводит схему надвигания на Гренландию циклона с запада (рис. 51). Теплый воздух с юга проходит вдоль теплого фронта и может подниматься на относительно большие высоты. Проникает или не проникает этот воздух в центральные области ледникового щита —

Рис. 51. Разрез циклона между Канадой и Гренландией (по Х. Петерсену).

1 — холодный фронт, *2* — теплый фронт.

это зависит от метеорологических условий в каждом отдельном случае. Конкретный пример циклона над Гренландией приведен на рис. 52 (из упомянутой выше книги Г. Н. Витвицкого).

Наличие циклонической деятельности и отсутствие постоянного антициклона, очевидно, не являются препятствием для образования ветров, представляющих собой сток холодного воздуха по поверхности ледникового покрова. Однако наиболее сильные ветры в Айсмитте связаны с циклонической деятельностью и возникают главным образом при наличии циклонов, расположенных западнее Гренландии.

Антарктический ледниковый щит. Несмотря на исследования последних лет, различные численные характеристики Антарктиды нуждаются в уточнении. Ниже приведены некоторые данные по С. В. Калеснику (1963, со ссылкой на нескольких авторов).

Площадь ледникового щита вместе с шельфовыми льдами составляет 13 767 тыс. кв. км, средняя абсолютная высота 2400 м; средняя мощность льда около 2300 м, наибольшая — 4267 м. Объем льда около 29,5 млн. куб. км. Для характеристики климата Антарктиды в табл. 13 приведены некоторые данные из книги Н. П. Русина (1961).

Все приведенные выше цифры интересны, но неодинаково достоверны. Сумма осадков на станции Пионерская завышена, как указывает и Н. П. Русин. Во всяком случае, эта станция,

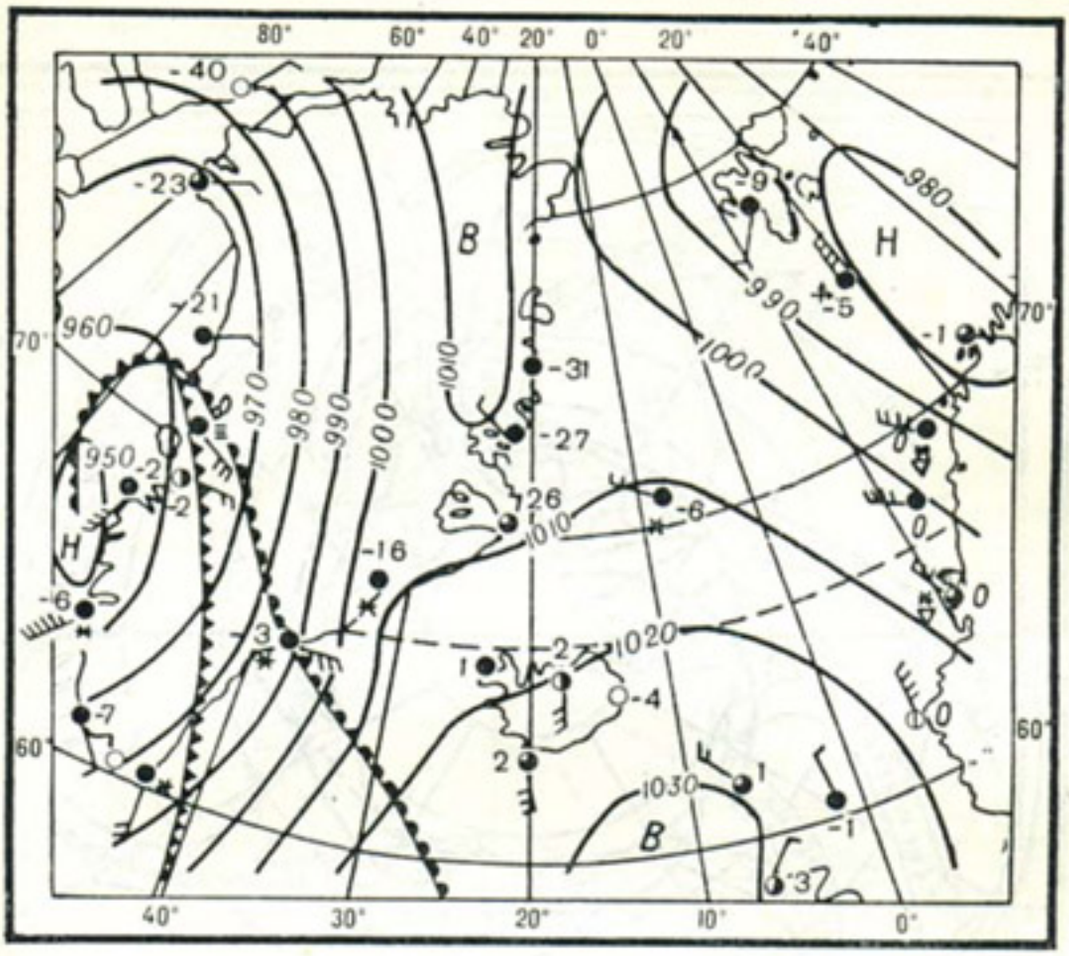


Рис. 52. Циклоническая деятельность над Гренландией (по Г. Н. Витвицкому).

находящаяся в 500 км от берега, выглядит еще как склоновая и получает большое количество осадков, несмотря на крайне низкие температуры воздуха. Станция же Восток, расположенная на выровненном внутреннем ледяном плато, получает осадков крайне мало.

Таблица 13

Станция	Широта (град. мин.)	Абсолютная высота (м)	Температура воздуха (град.)		Годовая сумма осадков (мм)	Средняя годовая скорость ветра (м/сек.)	Суммарная радиация за год (ккал/см²)
			I	VIII			
Мирный	66 33	30	—1,6	—17,9	626	11,7	125
Оазис	66 18	28	1,8	—16,4	216	7,2	122
Пионерская . . .	69 44	2700	—23,4	—48,3	965	10,4	122
Восток	78 27	3420	—33,6	—70,6	53	5,4	124

Выше указывалось, что предположение о господстве антициклогенеза над Гренландией не подтвердилось наблюдениями. Но во внутренних районах Антарктиды действительно преобладает антициклоническое состояние и антициклон обеспечивает

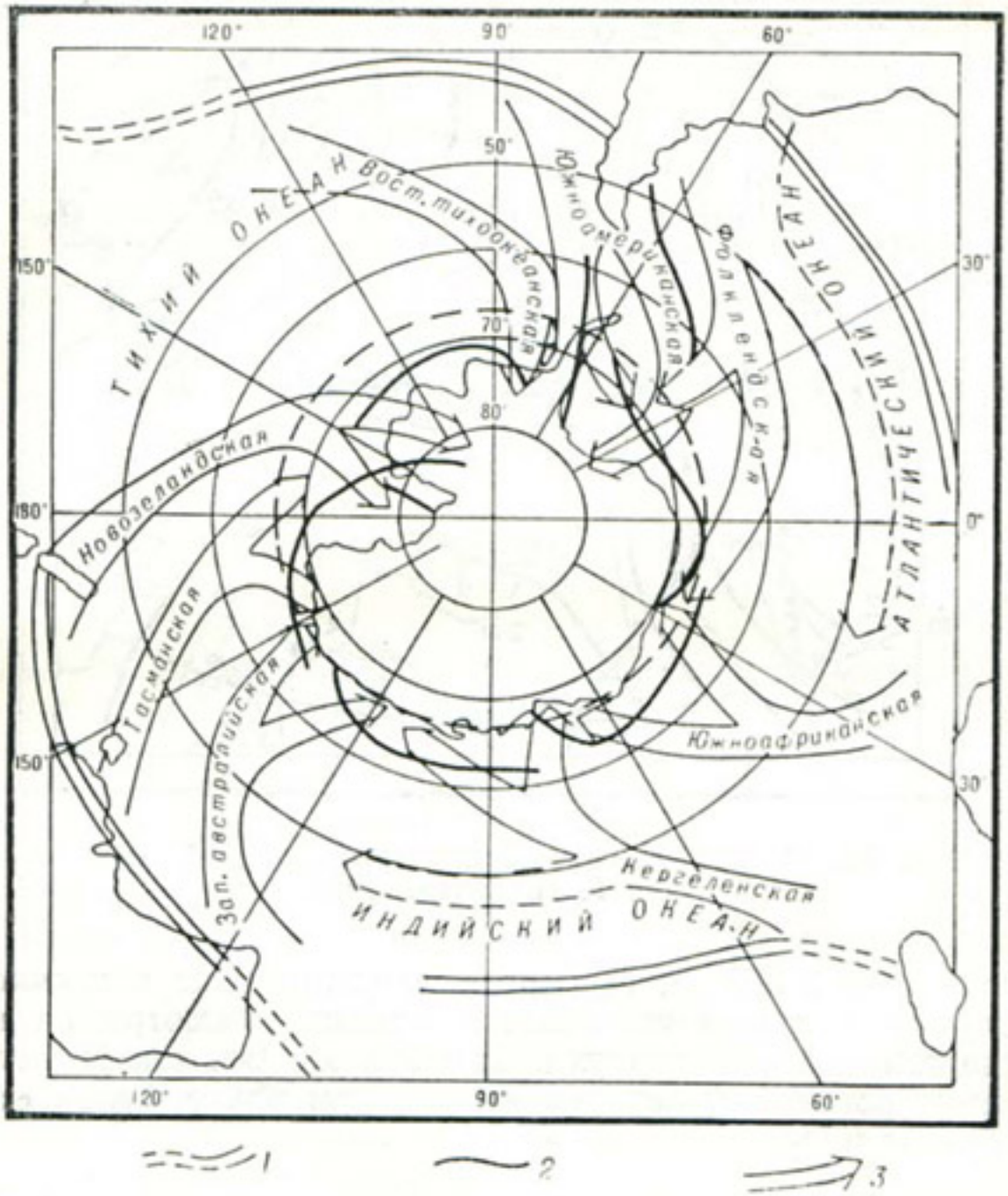


Рис. 53. Траектории циклонов над океаном и положение главных фронтов зимой (по П. Д. Астапенко).

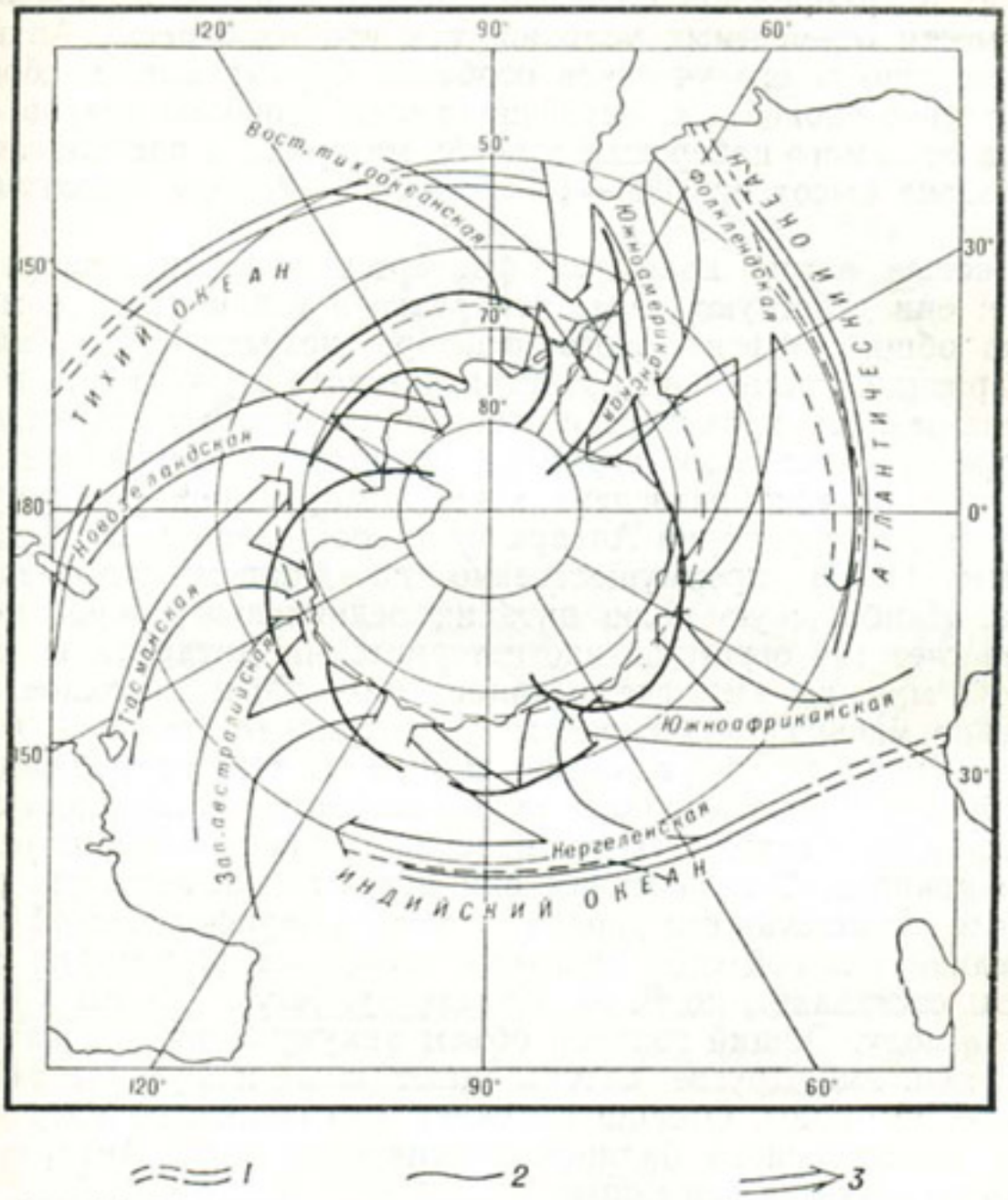
1 — полярный фронт (по С. П. Хромову), *2* — антарктический фронт (ориентировочно), *3* — меридиональные траектории циклонов.

опускание воздуха к очень холодной подстилающей поверхности.

«Турбулентный поток водяного пара к подстилающей поверхности является для центральных областей Антарктиды важным источником снегонакопления... Сублимация же водяного пара непосредственно на поверхности снега приводит к обра-

зованию инея, что также является дополнительным источником осадков и накопления снега» (Русин, 1961, стр. 15—16).

Годовые суммы таких осадков невелики, но зато они выпадают на площади, измеряемой миллионами квадратных километров, и совершенно не тают.



1 2 3

Рис. 54. Траектории циклонов над океаном и положение главных фронтов летом (по П. Д. Астапенко).

Усл. обозначения см. рис. 53.

Атмосферная циркуляция в Антарктике в общем имеет циркумполярный характер, но сопровождается и образованием квазистационарных циклонов в некоторых прибрежных районах. Антарктиды, а также проникновением теплого воздуха на высоких уровнях к центральным районам по меридиональным путям. Циклоны обеспечивают очень значительное количество осадков, отмечаемое береговыми станциями. На рис. 53 и 54

представлены пути перемещения циклонов в Антарктике в зимний и летний периоды (по Астапенко, 1960).

Некоторым соединительным звеном между циркуляционным режимом периферического кольца и центральной области Антарктиды является система сильных стоковых ветров. Распределение их в прибрежной полосе находится в резко выраженной зависимости от местных условий, так что на берегах Антарктиды известно много участков особенно бурных или, наоборот, сравнительно спокойных. Устойчивая зона стоковых ветров отодвинута от самого побережья в глубь материка и располагается в диапазоне высот от 1000—1200 до 2000—3000 м (Долгушин, 1963).

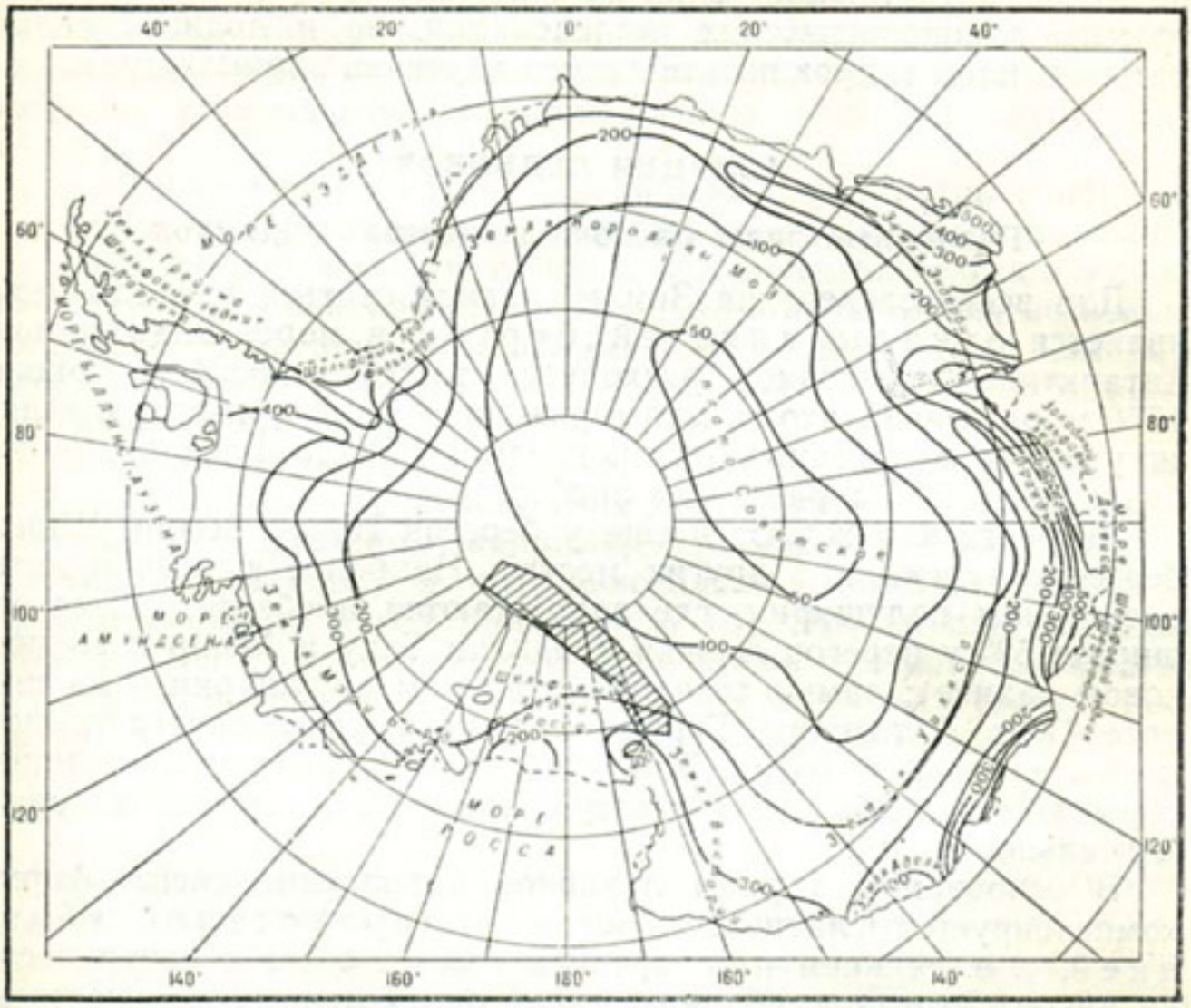
Стоковые ветры являются фактором абляции в широком смысле: они действуют через испарение и вынос снега в море. Однако общий эффект этого фактора незначителен. Таяние в Антарктиде, кроме части Антарктического полуострова и небольших оазисов, практически отсутствует, поэтому вся Антарктида представляет собой огромную область аккумуляции снега.

На рис. 55 воспроизведена карта распределения аккумуляции снега на территории Антарктиды, составленная В. М. Котляковым (1961) преимущественно по данным снегомерных съемок. Наибольшую долю питания ледниковый покров получает за счет той огромной части территории Антарктиды (площадью 7 млн. кв. км), где выпадает 100—300 мм осадков. Несравненно меньшее значение имеет центральная область, большая по площади, но с очень малым количеством осадков. В прибрежной зоне выпадает много осадков, но площадь этой зоны мала, чем снижается их значение в общем питании ледникового покрова. Тем не менее они играют определенную роль в смысле повышения его уровня стояния в периферической зоне.

Средний годовой слой снегонакопления на территории Антарктиды составляет, по В. М. Котлякову, около 190 мм в пересчете на воду. Общий годовой объем аккумуляции оценивается в 2340 куб. км. Другие авторы дают иные цифры: от 945 до 2850 куб. км воды. Отсюда вытекает, что вопрос об уверенной оценке вещественного баланса ледникового щита Антарктиды отнюдь не является решенным.

Вопрос о том, в какой мере сам ледяной массив Антарктиды, помимо общих свойств южнополярного климата, способствует аккумуляции масс снега, требует особого исследования. Сходство с Гренландией есть, но неполное. Представляет интерес в этом отношении наличие небольших каменных оазисов в тех местах прибрежной полосы, куда не поступает движущийся материковый лед. Это значит, что второй уровень хионосферы в оазисах не соприкасается с земной поверхностью. Однако оазисы располагаются далеко от полюса. Кроме того, в них могут развиваться фёновые явления (Русин, 1961).

Мы рассмотрели несколько типичных примеров условий питания ледников. Очевидно, что в других ледниковых странах могут иметь место дополнительные особенности питания ледников, что могут возникать некоторые «переходные» случаи между теми, которые рассмотрены. Фактическое разнообразие условий питания связывается не просто с особенностями климатических


40°
20°
0°
20°
40°
60°
80°
100°
120°
140°
160°
180°
160°
140°
200
100
50
400
300
200
100
50
300
200
100
200
100
200
300
200
300
200
100
200
300
200
100
200
300
200
100

случаях концентрация снега в области питания ледника может быть многократной.

3. Изменения величины аккумуляции твердых осадков на ледниках из года в год могут не соответствовать колебаниям сумм осадков на соседних метеорологических станциях.

Систематические наблюдения в областях питания ледников не только представляют один из основных разделов общей программы гляциологических исследований, но и должны включаться в план гидроклиматического изучения горных стран.

АБЛЯЦИЯ ЛЕДНИКОВ

Различные виды расхода вещества ледников

Для всего оледенения Земли главной статьей расхода льда является *откалывание айсбергов* в море. Одна только Антарктида ежегодно расходует таким способом около 1550 млрд. т льда, что во много раз превышает суммарную величину таяния всех горных ледников земного шара. Гренландия добавляет еще 215 млрд. т льда айсбергов.

Айсберги зарождаются еще у берегов Новой Земли, Шпицбергена, Аляски и в других местах. Наиболее южные пункты в северном полушарии, где зарождаются айсберги, лежат на широте 59° у берегов Аляски (ледники Таку и Мюир в Ледниковом заливе); самые северные в южном полушарии — на широте 47° в Патагонии. Горные ледники нередко спускают свои концы в большие озера. Так, в Патагонии некоторые ледники сбрасывают глыбы льда в озеро Аргентино, где они плавают длительное время.

В основном у горных ледников накопление снега—фирна компенсируется главным образом *поверхностной абляцией*, т. е. таянием и испарением льда и снега с поверхности ледников. Этот вид абляции имеет определенные количественные связи с показателями климата и ниже рассматривается подробно.

Наблюдается также *подледниковая абляция* и *внутреннее таяние* льда. Эти явления обусловлены, с одной стороны, внутренней теплотой Земли, с другой — теплотой от трения движущегося льда. Подледниковое таяние в обычном случае, когда у нижней поверхности ледника температура держится около 0° (точнее, она чуть ниже точки плавления льда под давлением), происходит в течение всего года; однако не следует преувеличивать его значения. Дело в том, что интенсивность теплового потока, направленного из Земли наружу, вследствие плохой теплопроводности земной коры вообще очень мала. Она составляет в среднем всего лишь 35—40 кал/см^2 в год. Нетрудно подсчитать, что это тепло может растопить слой воды

толщиной только 6—7 мм. Между тем летнее поверхностное стаивание может составлять слой в 7 м и более. Роль трения ледников о ложе можно охарактеризовать вместе с оценкой возможного таяния в самой толще ледниковых масс.

Известно, что из-под ледников выбиваются ручьи талых вод не только летом, но и зимой. Летом нередко это бурные и мощные потоки, но происхождение их в основном поверхностное: поверхностные талые воды стекают под ледник по трещинам. Зимой же ручейки от подледникового слабого таяния несколько усиливаются сохраняющимися весь год грунтовыми водами.

Внутреннее таяние ледников также очень слабое по сравнению с поверхностным. Причиной его является движение ледника, сопровождаемое трением, как внутренним, так и о ложе ледника. Тепловой эффект от последнего вида трения несколько усиливает подледниковую абляцию. Непосредственно измерить величину этого вида абляции чрезвычайно трудно, но можно приближенно оценить ее роль.

Источником тепловой энергии, вызывающей внутреннюю абляцию, является в конечном итоге постепенное «падение» массы ледника. Предположим, например, что масса ледника «падает» ежегодно с высоты 5 м, что равносильно движению ледника со скоростью 30 м в год при уклоне 10°. Это вполне реальные цифры. При падении каждого килограмма развивается энергия в 5 кгс · м, и так как скорость движения и температура ледника остаются прежними, вся эта энергия тратится на таяние. Каждый килограмм даст $\frac{5}{80 \cdot 427} = 0{,}00015$ кг талой воды, т. е. вообще в результате внутренней абляции в течение года (в данном примере) растает около 15 стотысячных частей всей массы льда в леднике. Поверхностное таяние может дать гораздо больше воды: если, например, мощность ледника 200 м, а в течение лета стаивает слой толщиной 7 м, то это составляет $^1/_{30}$ часть всей массы льда. Таким образом, внутренняя абляция в 233 раза слабее поверхностного таяния. Если учесть, что подледниковое таяние может происходить на большей площади, чем интенсивное поверхностное таяние, то все же сохранится разница примерно в 100 раз.

Особыми причинами расхода вещества горных ледников могут быть вулканические извержения (например, в Исландии) и ледниковые обвалы, нередко связанные с сейсмическими толчками. Этот специальный вопрос, интересный в разных отношениях, здесь не рассматривается. Заметим, что много сведений о различных ледниковых катастрофах приведено в книге Г. К. Тушинского «Ледники, снежники, лавины Советского Союза» (1963).

Поверхностная абляция

1. Роль поверхностной абляции в жизни ледников и значение ее изучения в науке очень велики. Прежде всего именно этот вид абляции в основном уравновешивает питание ледников и тем самым определяет размеры оледенения в соответствии с климатическими условиями. Общий климатический режим ледников в равной степени связывается с их питанием и абляцией, главным образом поверхностной. Если происходят колебания климата, то усиление или ослабление таяния ледников наравне с изменением их питания приводит к их отступанию или наступанию. Полное изучение климатов ледниковых стран, а также режима рек, имеющих ледниковое питание, невозможно без данных о таянии ледников.

2. В порядке уравновешивания приходо-расходного баланса ледника обычно возникают следующие соотношения между их питанием и абляцией: а) чем больше площадь питания, тем больше и площадь области абляции; б) чем больше аккумуляция, тем интенсивнее и абляция. Если питание обильное, то горный ледник спускается низко, намного ниже снеговой границы, и язык ледника неизбежно подвергается интенсивной абляции. По измеренным величинам аккумуляции можно сделать заключение о том, сколько стаивает льда. Практически, однако, бывает наоборот: измерения абляции осуществляются легче и по полученным данным оцениваются климатические условия питания (но не баланса) ледника.

3. Основное значение имеет таяние ледниковых языков, но фирновая линия отнюдь не является пределом абляции. Однако таяние снега и фирна выше снеговой линии ослабевает быстро, и, кроме того, талые воды частично остаются в толще фирна (чем выше, тем больше). Практически можно, кроме фирновой линии, найти также высотную границу формирования стока талых вод. Определенной же границы абляции нет вообще, так как испарение возможно на любой высоте. Следует еще отметить, что самое представление о снеговой границе потеряло бы свою основу, если бы не учитывалась абляция в фирновых бассейнах ледников.

4. Таяние снега на ледниковых языках обычно не рассматривается как процесс абляции ледников, а талые воды такого происхождения не причисляются к ледниковому питанию рек. Однако этот вопрос кажется спорным и условным. Снежный покров на леднике держится намного дольше, чем на камнях или почве, и может принимать участие в образовании льда.

5. Главную часть поверхностной абляции составляет *таяние* ледниковых поверхностей, а роль *испарения* отходит на второй план. Испарение льда и очень холодной талой воды гораздо меньше, чем испарение растительного покрова. Практи-

чески в ряде случаев оно и не измеряется, так как есть основание для уверенного, хотя и приближенного заключения о его незначительности. Однако такого общего заключения сделать нельзя. В некоторых странах с очень сухим климатом, например в Андах, испарение наблюдается постоянно, даже при отрицательных температурах. Значительное испарение могут вызывать фёны, причем тем самым благодаря большой затрате тепла уменьшается возможная величина таяния.

Примеры абляции ледников в разных странах

Антарктический ледяной щит характеризуется наименьшей интенсивностью собственно абляции. Таяние почти отсутствует: оно отмечается лишь в некоторых краевых пунктах Антарктиды да еще около отдельных нунатаков. В общем балансе ледника роль этого таяния исчезающе мала. Испарение имеет место на всей площади ледникового покрова, усиливается благодаря постоянным сильным ветрам, но в целом незначительно.

Гораздо большее значение может иметь донное таяние шельфовых ледников, так как общая площадь их огромна (около 1,5 млн. кв. км). Общий годичный расход льда в Антарктиде слагается (по Котлякову, 1961) из следующих главных частей: 1) откалывание айсбергов — 1550 куб. км; 2) донное таяние шельфовых ледников — 120 куб. км; 3) испарение с обнаженного льда — 20 куб. км. Всего получается 1690 куб. км в водном эквиваленте. Эту цифру нельзя считать окончательной. В частности, слишком сильно она расходится с приходной частью вещественного баланса ледника Антарктиды, которая (также по Котлякову) оценивается в 2340 куб. км.

Совершенно независимо от того, какими уточненными цифрами в ближайшем, вероятно, будущем определится соотношение между приходом и расходом льда в Антарктиде, особо замечательным фактом является следующий. Благодаря охлаждающему воздействию льда и снега создается область без таяния, область вечного мороза, занимающая площадь в 13 млн. кв. км и ограничиваемая не избытком тепла, а просто берегом моря. Несмотря на сравнительно незначительную общую степень увлажнения, область эта не пассивна; она обладает способностью выдвигать через свои края ежегодно около 1500 куб. км льда. Если бы материк Антарктиды имел бóльшие размеры, то намного разросся бы и его ледниковый покров. Это был бы настоящий ледниковый период, причем на фоне современных климатических условий Земли и без помощи каких-либо внешних охлаждающих влияний.

Гренландский ледник, в отличие от Антарктиды, имеет широкую (до 200 км) сниженную краевую полосу и множество ледниковых языков, где происходит довольно интенсивное

таяние льда в течение 2—3 месяцев. По данным Кайё (1955) и А. Бауэра (1955), таяние льда в южной части Гренландии наблюдается до высоты 2000 м. Средняя высота фирновой линии 1390 м, область абляции занимает площадь 287 тыс. кв. км (вся площадь 1726 тыс. кв. км), средний слой стаивания составляет примерно 1 м воды, но на низких уровнях может превышать 4 м. Общий объем талых вод около 315 куб. км; расход льда айсбергами 215 куб. км. В отличие от Антарктиды, Гренландский ледяной массив очень чувствителен к возможным изменениям интенсивности таяния.

Ледниковые купола в Исландии благодаря очень мягкому климату характеризуются наличием абляции на всем своем протяжении. В нижней части ледника Хоффельсйокуль таяние льда продолжается практически весь год (по Г. Альману), на высоте 200 м — 10—11 месяцев, так что летнее стаивание составляет только 55—60%. На фирновой линии (1000 м) и выше таяние происходит почти только летом; величина стаивания внизу (70 м) достигает 9,5 м, на высоте 500 м — около 5 м, на 1000 м — 2 м и, наконец, на высоте около 1450 м — 60 см.

Альпы, точнее, отдельные крупные ледники в Альпах, дают примеры очень интенсивной абляции. Условия для этого характерны и типичны. Фирновые вместилища на высоких уровнях получают обильное питание, концы же ледников в суженных долинах спускаются намного ниже 2000 м, между тем нулевая изотерма летом поднимается до 3500 м. У конца Ронского ледника на высоте 1830 м слой годичного стаивания льда равен 11,3 м, а в отдельные годы — от 7 до 14 м (по Форелю, 1908); на высоте 2400 м стаивание меньше почти в два раза — 4,6 м. В нижней части Ронского ледника средняя величина суточного стаивания наибольшая в июле — 17 см, на втором месте стоит август — 13 см; в июне и сентябре она составляет около 5 см. Дневное стаивание примерно в три раза больше ночного, на больших же высотах ночью стаивание прекращается вовсе.

Оледенение Кавказа частично располагается на больших высотах, и здесь величина абляции оказывается незначительной. По данным, полученным в период МГГ, на большей части склонов Эльбруса сезонная величина абляции составляет 50—100 см. Е. С. Трошкиной (1958) установлено, что на южных склонах таяние наблюдается на высоте 5100 м, на северных — до 4000 м; влияние экспозиции равносильно разности высот в 500 м. Но многие ледники на Кавказе имеют обильное питание, низко спускаются, интенсивно тают и характеризуются повышенной гидрологической активностью. Очень интересные данные о ледниковом питании рек Грузии приводит Л. А. Владимиров (1963). В Абхазии годичная величина ледникового стока на реках Чхалте и Гвандре достигает 5500—6000 мм, а в истоках Кодори — даже 8000 мм.

Таяние ледников Алтая в связи с более высокоширотным положением и не очень теплым летом на первый взгляд должно быть уменьшенным. Но суть дела гораздо сложнее. Многие ледники, в которых осуществляется концентрированный круговорот влаги, кончаются ниже границы леса, и языки их тают интенсивно. На леднике Малый Актру, расположенном на северных склонах горного узла Биш-Иирду на высотах 2240—3000 м, измеренные величины абляции в 1957—1964 гг. составили от 315 до 625 см. Речные потоки, вытекающие из таких ледников, полноводны в течение трех месяцев. На ледниках южной экспозиции сезонная величина абляции достигает 7 м, а возможно, и больше.

Ю. Н. Лесник и М. А. Насыров (1962) приводят подробные данные о таянии ледника Федченко и о стоке талых вод в 1959 г. Например, в концевой зоне 2920—3200 м стаяло льда 1065 см, в интервале высот 3800—4000 м — 223 см, на участке близ снеговой линии (4000—4750 м) — 5 см. На конце ледника таяние очень интенсивное, что объясняется очень большими (больше, чем в Ташкенте) величинами солнечной радиации.

В Заилийском Алатау Центральный Туюксуйский ледник, где начиная с МГГ производятся детальные наблюдения, оканчивается на высоте 3376 м (Макаревич, Зенкова, 1961); средняя высота снеговой линии за 1957—1959 гг. 3750 м. Средняя сезонная величина абляции на концевом участке ледника составила 190 см, в средней части языка — 70—100 см.

На ледниках Сунтар-Хаята величина абляции невелика из-за очень суровых климатических условий, хотя концы ледников могут спускаться ниже 2000 м. В нижней части ледника № 31 (высота 2023 м) в 1957 г. абляция достигала лишь 100 см слоя воды, в среднем составляя 19 см. На рис. 56 приведены (по Корейша, 1963, стр. 61) кривые, изображающие зависимость величины абляции, а также аккумуляции от высоты по наблюдениям в 1957—1959 гг.

Очень большая величина абляции, достигающая 14 м за абляционный период, измерена Р. Финстервальдером (1932) в нижней части ледника Ракхио в крайней северо-западной части Гималайского хребта (группа Нанга-Парбат). Обширная фирновая область здесь простирается по вертикали до 3000 м и питается суммой осадков до 8000 мм. Благодаря этому ледниковый язык спускается до высоты 3116 м, что на 1800 м ниже фирновой линии и очень низко для широты 35°.

Таковы некоторые типичные данные об абляции ледников в разных климатических зонах. Исчезающе малому таянию в Антарктиде противопоставляется огромный 14-метровый слой стаивания льда в Гималаях. Для средних широт характерны величины стаивания в 3—7 м слоя льда за абляционный период. На первый взгляд может показаться, что, чем теплее лето, тем

интенсивнее должно быть таяние. На самом деле закономерность более сложна. Если климат одновременно теплый и сухой, то оледенение отодвигается на очень большие высоты, где господствуют низкие температуры; таяние ледников будет незначительным. Показателем таких условий является очень высокое положение снеговой границы. Но если осадков выпадает много,

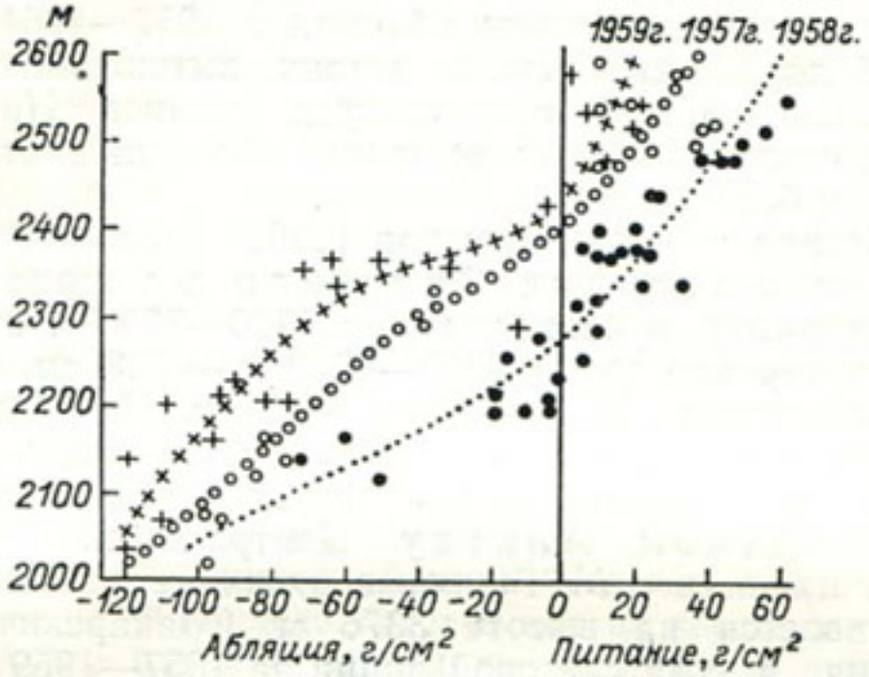


Рис. 56. Кривые питания и абляции на леднике № 31 в 1957—1959 гг. (по М. М. Корейша).

то снижается уровень как снеговой границы, так и расположения ледниковых языков. Так осуществляется указанная выше закономерность, заключающаяся в том, что абляция тем интенсивнее, чем обильнее питание ледников.

Из сказанного вытекает, что измерения и обоснованные оценки абляции ледников являются одним из самых важных вопросов контакта между гидрологией, климатологией и гляциологией горных стран.

Влияние на абляцию абсолютной высоты, экспозиции и покрытия ледников моренным материалом

Как только стаивают зимне-весенние снега, начинает интенсивно таять лед ледников, постепенно освобождающихся от зимнего снежного покрова, чем выше по леднику, тем меньший слой льда стаивает за лето.

Чтобы иллюстрировать зависимость таяния льда от высоты, в табл. 14 приведены данные о годовой абляции (в метрах) на Ронском леднике, полученные по наблюдениям за 20 лет — с 1887 по 1907 г. (по Форелю, 1909).

Таблица 14

Абляция	Абсолютная высота (м)			
	1810	1900	2400	2560
Максимальная . .	14,08	13,43	7,74	4,40
Минимальная . .	7,32	7,60	3,00	1,86
Средняя	11,26	10,41	4,62	3,12

Абляция, огромная у конца ледника, где толщина слоя стаявшего за лето льда равна высоте трехэтажного дома, быстро убывает с высотой. Поднятие на 750 м выше конца ледника уменьшает среднюю величину таяния почти на 8 м, максимальную — на 9,3 м, минимальную (т. е. в холодное лето) — на 6,6 м. Пользуясь экстраполированием, можно подсчитать, что

Рис. 57. Связь таяния льда на поверхности Туюксуйских ледников с высотой места (по Н. Н. Пальгову).

на высоте 2850 м таяние будет равно нулю и здесь должна лежать снеговая линия.

Приведем еще кривую зависимости таяния льда от высоты на Туюксуйских ледниках в Заилийском Алатау за 1937—1942 гг. (рис. 57, по Пальгову, 1958). Таяние, меньшее, чем на Ронском леднике, от 3,2 м на высоте 3300 м постепенно сходит на нет на высоте 3720 м. Данные наблюдений в 1957—1959 гг. приведены на рис. 58 (по Калмыкиной, 1961).

Если изменение величины абляции отнести к единице изменения высоты, а за такую единицу обычно принимается 100 м, то получим высотный, или вертикальный, градиент абляции. Таким образом, *градиентом абляции называется увеличение слоя абляции при уменьшении высоты на 100 м или, наоборот, уменьшение этого слоя при увеличении высоты.*

Следовательно, градиент абляции определяется точно так же, как вертикальный градиент температуры в атмосфере.

Приведенные выше данные, относящиеся к Ронскому леднику, показывают, что градиент абляции на этом леднике равен примерно 1 м на 100 м высоты. Эта величина градиента характерна для многих ледников. Но, конечно, постоянной она быть не может, так как экспозиция ледника, наличие поблизости обнаженных склонов, характер циркуляции воздуха и вообще многие местные условия могут влиять на процессы таяния и испарения. На леднике Хинтерейсфернер градиент абляции достигает

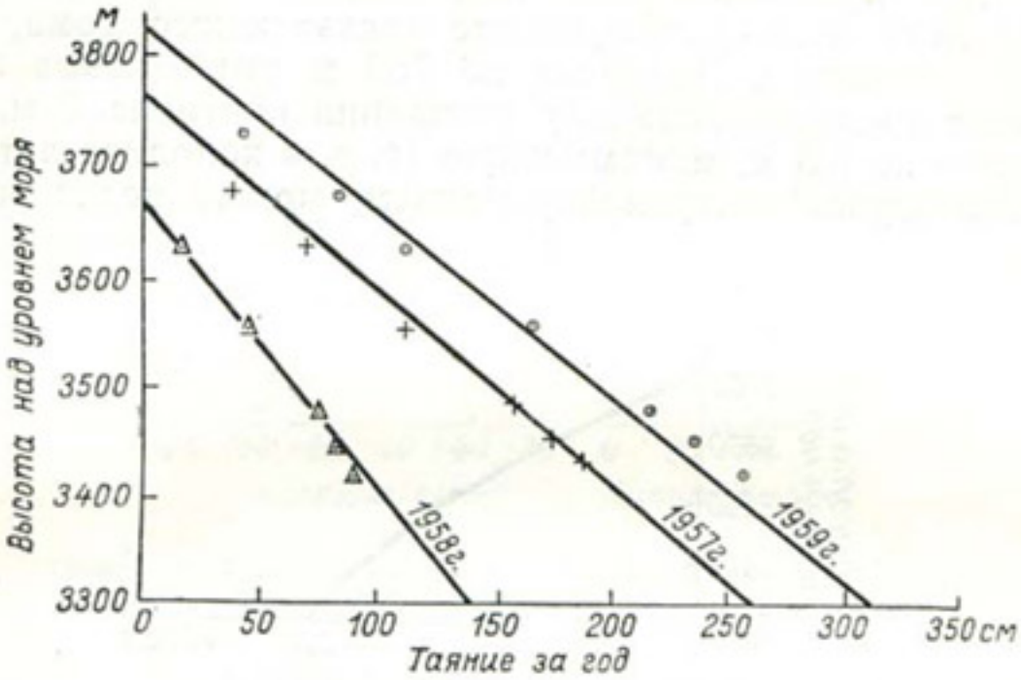


Рис. 58. Среднее суммарное стаивание льда на поверхности Туюксуйских ледников в разные годы на различной высоте (по Е. М. Калмыкиной).

1,25 м. На Туюксуйских ледниках, как можно видеть из графика на рис. 58, он равен только 0,6 м. Г. А. Авсюк (1953) отмечает, что на небольших ледниках Тянь-Шаня в разгар таяния интенсивность его практически одинакова на всем протяжении ледникового языка. Величину градиента абляции, характерную для Центрального Алтая, можно подсчитать по наблюдениям в бассейне Актру. На высоте 2250 м за 1957—1962 гг. средняя величина абляции составила 450 см, а высота снеговой линии определена в 2950 м. Следовательно, градиент равен $450 : 7 \approx 64$ см на 100 м, в пересчете на воду несколько меньше. Но это только средняя величина, в зависимости от условий она сильно меняется.

В. Пашингер по наблюдениям на леднике Пастерце в Альпах в 1946—1950 гг. установил, что абляция на этом леднике в высотной зоне 2200—2500 м была равномерной (около 6 м в год), а в 1950 г. на верхнем уровне была даже больше, чем внизу.

Эту своеобразную инверсию абляции он объясняет действием сильного ледникового ветра, охлаждающего нижнюю часть ледника, в то время как на более высоких уровнях наблюдалось влияние теплых южных потоков воздуха.

Абляция льда с высотой на поверхности ледника Хоффельсйокуль (по Альману, 1948, 1962) изменяется следующим образом:

Высота (м)	60	250	500	1000
Абляция (м слоя воды)	9	6,8	4,5	1,0
Градиент абляции (м на 100 м высоты)	1,7	0,9	0,7	

На большей части ледника градиент близок к 1 м на 100 м (немного меньше). В самой нижней части ледника абляция сильно увеличена в связи с отсутствием снежного покрова. Этот вопрос ниже рассматривается подробнее.

Очень интересные данные о значениях высотных градиентов абляции (табл. 15) приводит Р. Хефели (1962).

Таблица 15

Год	Ледник	Северная широта (град.)	Экспозиция	Высота (м) над уровнем моря			Градиент абляции (м воды на 100 м высоты)
				фирновая линия	конец языка	разность	
1950–51	Алечский (Швейцария)	46	Ю	2830	1500	1330	1,02
1951–52				2950	1500	1450	0,96
1959	Голубой (США)	47	С до СЗ	1700	1300	400	1,08
1960							1,08
1958–59	Гренландия	70	З	1200	600	600	0,40
1960	Белый (Канада)	80	Ю	1120	70	1050	0,27
							0,31

Градиент абляции неодинаков на разных ледниках, даже в пределах одной и той же горной страны, и не может считаться вполне устойчивым. Градиент абляции может меняться под влиянием разных факторов, и не всегда их можно учесть. Нужны систематические наблюдения, но можно указать на некоторые общие правила.

1. Несмотря на возможную изменчивость, вертикальный градиент абляции все же более устойчив, чем сами величины абляции, наблюдаемые в разных районах, но на одном высоком уровне. Аналогичным образом и температуры воздуха, отнесенные к одной абсолютной высоте, меняются от одного пункта к другому больше, чем значения вертикального градиента

температуры. Правда, в определенных условиях возникают инверсии температуры, т. е. нарушается общее правило о понижении температуры воздуха с высотой, но этим отнюдь не вызываются инверсии в суммарных величинах абляции.

2. Высотные градиенты абляции бывают бóльшими в тех случаях, когда велика роль температуры воздуха в таянии льда. Сильная инсоляция на высоких уровнях, наоборот, снижает величину градиента абляции. На Алтае на леднике Малый Актру, который сильно затенен, градиент абляции составляет 0,8 м на 100 м поднятия, а на Большом Актру, открытом на юго-восток, — только 0,38 м на 100 м.

3. Градиент абляции вообще не может быть большим, если климат очень суров, абляционный период короткий, а ледниковые процессы протекают неэнергично.

Мы рассматривали абляцию свободных от снега поверхностей ледниковых языков, которая достигает наибольшей величины у концов ледников и уменьшается до нуля у фирновой линии. Но в общем приходо-расходе твердых осадков, получаемых ледником, или иначе в общем обороте влаги, который осуществляется ледником, большое значение имеет также абляция ежегодно выпадающего снега на всей площади ледника. На поверхности ледникового языка в течение лета этот снег стаивает полностью, и дополнительно ледник теряет некоторый слой льда. У снеговой линии теряется только новый слой снега, в той или иной степени фирнизированного, а «старая» поверхность ледника остается нетронутой. Выше снеговой линии стаивает и испаряется только часть зимнего снега, причем чем выше, тем она меньше. Можно считать, что примерно на 400 м выше снеговой линии таяние практически становится незаметным, или, точнее, все небольшое количество талой воды остается в толще фирна и участвует в процессах льдообразования; однако испарение может иметь место на любых уровнях.

На рис. 59 приведены (по Альману, 1948, 1962) кривые, изображающие зависимость прихода и расхода твердых осадков от высоты на леднике Хоффельсйокуль (юго-восточная сторона ледника Ватнайокуль в Исландии). Как показывает график, выпадение твердых осадков (точнее, появление устойчивого снежного покрова) имеет место с высоты 250 м. Максимум аккумуляции твердых осадков, равный слою воды в 270 см, отмечается на высоте 1250 м, а еще выше количество их уменьшается до 200 см. Абляция нижней части ледника, на высоте 80 м, чрезвычайно велика и равна 970 см (воды). Здесь тает только лед, так как снежного покрова еще нет. Если подниматься по леднику, то абляция уменьшается сначала очень быстро, затем медленно (на высотах 500—900 м) и, наконец, опять быстрее, что соответствует неравномерности понижения температуры воздуха с высотой. Выше 250 м имеет место стаивание и снега и

льда. Так, на высоте 750 м общая величина абляции, равная 410 см, слагается из величины стаивания снежного покрова (130 см) и величины абляции ледниковой поверхности (280 см). На высоте 1100 м абляция равна аккумуляции и выражается слоем воды в 250 см. Наконец, выше 1100 м имеет место перевес аккумуляции над абляцией, достигающей 140 см.

При первом взгляде на рис. 59 может показаться, что перевес абляции над аккумуляцией (левая часть рисунка) в целом на леднике гораздо больше, чем обратный перевес (правая часть рисунка, т. е. правые точки пересечения кривых. Но дело в том, что график характеризует только линейные величины (толщину слоя) аккумуляции и абляции. Площадь же

Рис. 59. Режим ледника Хоффельсйокуль. Средние величины суммарной аккумуляции и абляции на площадях между последовательными горизонталями через 100 м за период 1936—1938 гг. (по Г. Альману).

1 — аккумуляция, *2* — абляция.

аккумуляции гораздо больше, чем поверхность абляции, и этим достигается уравновешивание общего баланса ледника, возможность длительного его существования. Надо заметить, что вообще стаивание 10-метровой и большей толщи льда, наблюдаемое у концов некоторых ледников, не может быть уравновешено питанием их на равной площади.

В табл. 16 и на рис. 59 показаны суммарные величины абляции ледника Хоффельсйокуль и распределение их по поверхности ледника за период 1936—1938 гг.

Из таблицы видно, что абляция на этом леднике имеет место во всех высотных зонах, что абляция в фирновой области хотя и меньше, чем в нижней части ледника, но все же значительна (например, в 1937 г. 43 и 57% соответственно). Общая величина абляции от года к году может меняться очень сильно: в 1936 г. при высоте снеговой линии 1200 м абляция составила 1008 млн. куб. м воды, а в 1937 г. в связи с опусканием снеговой линии до 1000 м — только 593 млн. куб. м. Одновременно меняется и соотношение между объемами абляции в разных частях ледника. В 1937 г. область аккумуляции оказалась резко увеличенной вследствие уменьшения области абляции, а общий объем

Таблица 16

Область ледника	Абсолютная высота (м)	Площадь (кв. км)	% от общей величины абляции		
			1936 г.	1937 г.	1938 г.
Долинная часть . . .	60—800	49	32	44	40
Спуск с плато	800—1300	175	55	47	52
Плато	1300—1400	88	13	9	8
Область абляции . . .	60—1200	163	73		
	60—1000	76		57	
	60—1100	114			67
Область аккумуляции	1200—1450	149	27		
	1000—1450	236		43	
	1100—1450	198			33
Всего в %, кв. км и млн. куб. м		312	100 1008	100 593	100 676

абляции в верхней части ледника был лишь немного меньше, чем в нижней. Выше уже указывали, что характерной особенностью ледников Исландии является то, что они имеют большие по площади, но поднятые невысоко фирновые поля. Такие ледники должны быть очень «чувствительны» к мельчайшим изменениям температурного режима атмосферы.

В порядке пояснения графика на рис. 59 заметим, что ординаты, данные в единицах объема, очевидно, не могут обозначать суммарную абляцию или аккумуляцию вдоль какой-то высотной линии; они обозначают суммарный объем абляции или аккумуляции на высотной полосе, имеющей вертикальную протяженность 100 м и расположенной по обе стороны от высотной линии.

Очень интересные данные о величинах стаивания снега и льда на ледниках Заилийского Алатау приводит Н. Н. Пальгов (1954). В среднем эти ледники характеризуются следующей структурой: открытый язык с боковыми и срединными моренами занимает 28% всей площади, погребенная часть языка — 10%, фирновые поля — 62%. Соотношение между объемами талых вод, которые образуются на фирновых полях и на языках ледников, следующее (в процентах):

	В абляционный период	За год
От таяния льда	55	48
От таяния фирновых полей	14	12
От таяния снега на ледниках ниже снеговой линии	31	40

Относительная величина абляции фирновых полей здесь значительно меньше, чем у ледников Исландии.

Большой интерес представляет характеристика и оценка абляции на высоко расположенных плосковершинных ледниковых образованиях, получающих мало осадков, открытых действию солнца и постоянных ветров. На плоских вершинах Терскей-Алатау в Тянь-Шане климат сухой, континентальный, солнечный. По наблюдениям и расчетам Г. А. Авсюка (1950 г.), у концов ледников, на высоте около 4200 м, годовой эффект абляции составляет 400 мм слоя воды, у снеговой линии (около 4400 м) — 300 мм, на высших точках (около 4600 м) — 200 мм. В отличие от Исландии с океаническим климатом, здесь таянию на больших высотах способствует очень сильное действие солнечной радиации. В этом районе перевес количества оседающих осадков над количеством растаявшего снега и льда, т. е. в верхних частях ледников, небольшой, всего лишь 70—100 мм. Но зато невелик и перевес таяния в нижних частях ледников. Величина вертикального градиента абляции очень небольшая.

Как указывает Г. А. Авсюк (1953, стр. 23), для многих относительно небольших ледников Тянь-Шаня вообще характерно, что «таяние начинается не постепенно, продвигаясь все более вверх от нижней части языка в фирновую область, последовательно захватывая все бóльшие площади и к концу лета, наконец, распространяясь на весь ледник, а почти одновременно на всем пространстве ледника... Прекращение таяния происходит также почти сразу на всем леднике (в течение очень небольшого времени)». В отличие от Исландии, таяние на всей поверхности у небольших ледников Тянь-Шаня вызвается не мягкостью климата и небольшими высотами, а тем, что здесь главную роль играет солнечная радиация.

На одном из ледников (ледник Водопадный) плоской вершины Купол (3600 м) в горном узле Биш-Иирду в восточной части Центрального Алтая на высоте 3250 м сезонная величина абляции составляет около 80—90 см льда. В некоторые дни (особенно после снегопадов) таяние прекращается вовсе, но иногда распространяется до самого верха; главную роль играет солнечная радиация. Интересно, что на самой вершине, на высоте 3600 м, образуется бесснежная площадка из сланцевого плитняка размером 150×150 м, окруженная фирновыми полями (рис. 60). С вершины спускается несколько ледниковых языков с довольно неопределенными фирно-ледоразделами между ними. Ледник Водопадный с площади 0,8 кв. км дает поток талых вод с очень резкими колебаниями водности: в холодные ночи он практически исчезает вовсе, в теплые ясные дни расход воды достигает 0,6—0,8 м³/сек. По наблюдениям в 1964 г., общий объем талых вод с этого ледника составил за лето около 400—500 тыс. куб. м. Интересно еще отметить, что в некоторые дни наблю-

дается сток талых вод с самого верха. Этому способствует то обстоятельство, что под верхним тонким слоем снега—фирна повсеместно образуется слой наложенного льда. Заметим, что образование наложенного льда описано в работах Орвига (1951, 1954) по наблюдениям на ледниковой шапке Барнес (остров Баффинова Земля). В течение зимы весь ледник покрывается более или менее равномерно снегом; толщина снежного покрова около 1 м при плотности снега (к концу зимы)

Рис. 60. Щебнистая площадка на вершине Купол на Алтае (3600 м).

около 0,33 г/см³. Летом этот снег стаивает, но не весь: в области аккумуляции остается обледенелый слой наложенного льда.

При сопоставлении результатов наблюдений на леднике Водопадном с данными исследований на леднике Малый Актру в том же районе выясняется, что градиент абляции имеет малую величину: 4,5 — 0,8 = 3,7 м на 1000 м по вертикали. С этим связывается и наличие таяния на Алтае на самых высоких уровнях. В настоящее время ледников плоских вершин на Алтае немного и в общем водном балансе оледенения они большой роли не играют. Однако базой древнего оледенения Алтая в большой мере служили именно плоские водоразделы.

Из всего сказанного вытекает, что данные о величинах градиента абляции ледников имеют весьма разностороннее значение в вопросах не только гляциологии, но также гидрологии и климатологии горных стран. Укажем на некоторые случаи безусловно возможного использования этих данных:

1) приведение данных об абляции ледников за отдельные сезоны к многолетним средним с учетом влияния абсолютной высоты;

2) оценка высоты снеговой границы на основе отдельных измерений абляции;

3) оценка величины сезонного стаивания льда, если известна высота снеговой (фирновой) линии;

4) характеристика водности речного потока по высоте снеговой линии или по отдельным данным об абляции;

5) характеристика режима абляции ледника на разных высотах, если производятся систематические измерения расхода реки близ ледника;

6) знание градиента абляции позволяет, очевидно, судить об изменении с высотой климатических условий.

Необходимо подчеркнуть следующее: вертикальный градиент абляции — это показатель, по существу, гляциологический, но он широко применим также в вопросах смежных дисциплин; тем самым возрастает его значение и в гляциологии.

Влияние экспозиции на таяние снега, фирна и льда заметно сразу без специальных измерений: в фирновых бассейнах ледников склоны северной экспозиции бывают закрыты снежно-фирновыми полями, а обращенные на юг части остаются обнаженными. На Алтае влияние южной экспозиции по сравнению с северной повышает снеговую линию на 250—300 м. Если принять вертикальный градиент абляции для Алтая равным 0,8 м, то это значит, что обращенные к югу ледники теряют за лето слой льда, на 2—2,5 м больший, чем направленные на север.

Влияние экспозиции на таяние льда на леднике Федченко иллюстрируют данные табл. 17 (Спенглер, 1936).

Таблица 17

Абсолютная высота (м)	Период наблюдений	Среднее суточное стаивание (см)		
		северный склон бугра	горизонтальная площадка	южный склон бугра
2800	20—27/IX	1,8	3,9	4,4
2800	4—11/X	0,6	1,8	3,4
3600	1—11/X	0,2	1,1	2,2

Влияние южной экспозиции проявилось весьма отчетливо. Разница в величине стаивания больше в более поздний период времени, когда меньшей становится высота солнца над горизонтом и понижается температура воздуха. Вместе с тем увеличивается роль солнечной радиации, действие которой всего сильнее на южном склоне. Эта разница оказалась относительно больше

на высоте 3600 м, чем на высоте 2800 м; причина та же — ослабление роли температуры воздуха.

Обычно наблюдать влияние экспозиции на абляцию в чистом виде не удается, так как всегда имеют место и другие различия в условиях таяния: неодинаковая высота, разная степень загрязненности льда, защищенное или не защищенное от ветра положение и т. д. Исключительный в этом отношении случай представился на Алтае в августе 1956 г., когда на леднике Большой Актру (горный узел Биш-Иирду) удалось наблюдать не искаженное другими факторами влияние экспозиции на таяние ледниковой поверхности. Часть ледникового языка, закрытая срединной мореной, значительно выдается вперед по сравнению с чистым льдом по обе стороны от морены. Поднятый вал срединной морены имеет по бокам в разных местах круто наклоненные ледяные стенки. В одном месте вследствие сильного таяния таких стенок сразу с обеих сторон и обваливания сверху моренного материала образовался чисто ледяной острый гребень высотой в несколько метров (рис. 61). Одна сторона его была обращена на север, другая — на юг; наклон ледяных стенок, чуть прикрытых землистым материалом, был почти одинаков: 43° на север и 45° на юг. В течение 10 дней, с 11 по 21 августа, на северной стенке стаял слой льда толщиной 54,5 см, а на южной — 71 см. Погода в эти дни была переменной — то ясной, то облачной. Дневные температуры у ледяного гребня колебались в пределах 7—16°, т. е. были довольно высокими, что способствовало общему значительному таянию льда. Но при этом можно сказать, что в данном случае обе стенки получали практически одинаковое количество тепла из воздуха, тем более что ветер сверху или снизу по долине дует в обоих случаях вдоль гребня. Суммы рассеянной радиации, полученные той и другой стенкой, можно также считать примерно одинаковыми. Несколько больше тепла может получить северная стенка от воздействия нагреваемого солнцем склона долины, имеющего южную экспозицию; но долина здесь довольно широка, и едва ли данный фактор играет в описанном случае заметную роль. Таким образом, разница в величинах таивания северной и южной стенок ледяного гребня, составившая 16,5 см за 10 дней, или 1,65 см в среднем за день, возникла по причине различия в суммах прямой солнечной радиации. Можно эти суммы подсчитать теоретически для середины августа и широты 50° с учетом экспозиции и крутизны стенок, средней облачности (5 баллов) и величины альбедо загрязненной ледниковой поверхности, равной 25%. Получается разница в 120 кал/см² за день, чего как раз достаточно для растопления слоя льда толщиной 1,65 см.

Аналогичные данные сообщает Б. П. Кароль (1964) относительно инсоляции ледяных стенок у конца ледника Федченко; во

второй половине июля 1959 г. стенка южной экспозиции получила в день 634 кал/см², а северная — только 460 кал/см².

Усиление абляции, вызванное южной экспозицией склона хребта, а не малого отдельного гребешка или бугра, связывается еще с общим повышением температуры воздуха. Ледник Актру на северном склоне горного узла Биш-Иирду можно

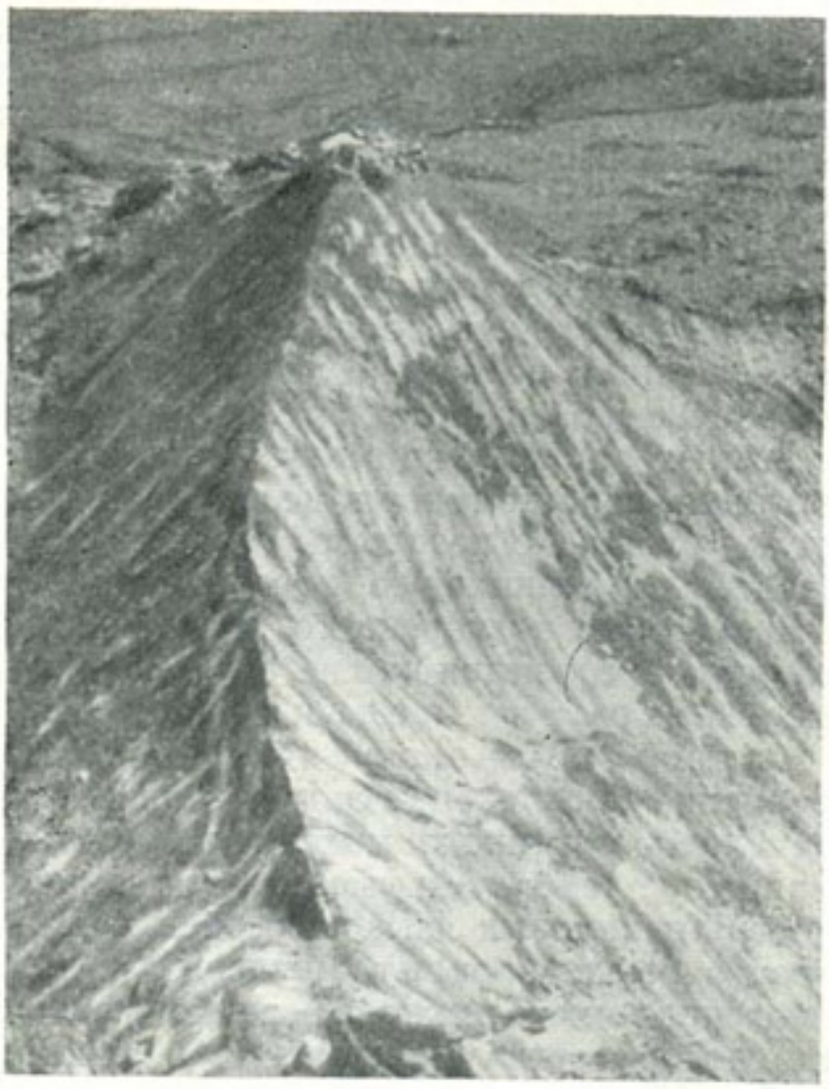


Рис. 61. Ледяной гребень у конца ледника на Алтае, стенки которого обращены на север и юг.

сравнить с Карагемским ледником на его южном склоне. Абляция в летние солнечные дни на первом леднике составляет 7—8 см, на втором — 10—12 см.

Наблюдения показывают, что таяние ледниковых поверхностей, наклоненных на юг, оказывается наибольшим и превышает абляцию горизонтальных поверхностей, хотя теоретически именно последние получают наибольшие годовые суммы солнечной радиации. Однако в утренние часы, когда горизонтальная площадка получает больше солнечного тепла, чем наклоненная к югу, ледники после холодной ночи еще не тают. В меньшей

степени это может относиться и к вечерним часам, особенно в начале и конце лета, когда вечера в горах уже холодные. Кроме того, отражающая способность ледниковых поверхностей, в особенности смоченных, в значительной мере зависит от угла падения солнечных лучей, а именно отражение меньше или поглощение больше при большом угле падения, отражение больше при малом угле падения. Благодаря этому эффект крутого, иногда перпендикулярного падения солнечных лучей на поверхности южной экспозиции становится особенно сильным. Наконец, надо заметить, что общее положение о максимальном облучении горизонтальных поверхностей справедливо лишь при условии их полной открытости, что имеет место на вершинах или плоских водоразделах. Ледниковые же языки бывают в той или иной мере затенены, и тогда наибольшее количество солнечной радиации будут получать площади, наклоненные к югу.

Влияние экспозиции на таяние ледников меняется в зависимости от географической широты, абсолютной высоты, типов погоды, свойственных данному климату. Влияния восточной и западной экспозиции, вообще говоря, неравноценны из-за неодинаковости других условий, с которыми связывается действие солнечной радиации на ледниковую поверхность. В значительной мере здесь может быть повторено то, что раньше было сказано по поводу влияния экспозиции на снеговую границу.

Влияние покрытия ледниковых языков землистым и каменным моренным материалом различно. Загрязнение поверхности льда усиливает таяние, но покрытие льда слоем моренного материала толщиной 1 см уже оказывает защитное действие и уменьшает таяние.

Поверхность ледниковых языков, особенно в нижних их частях, очень часто бывает покрыта пылевым и мельчайшим обломочным материалом толщиной нередко меньше 1 мм. При этом альбедо поверхности уменьшается, а таяние льда усиливается. В табл. 18 приведены известные в литературе результаты наблюдений О. А. Спенглера (1936) за стаиванием льда (см) 1—12 октября 1932 г. на леднике Федченко на высоте 3600 м.

Таблица 18

Лед	Северный склон бугра	Горизонтальная площадка	Южный склон бугра
Чистый	1,0	3,0	13,5
Загрязненный	2,3	12,6	24,7

Представляет интерес очень большая интенсивность таяния загрязненного льда при южной экспозиции.

Приведем еще данные (Дроздов, Николаенко, 1964) о влиянии загрязнения на количество поглощенной ледниковой по-

верхностью солнечной радиации. На ледниках Зеравшан и Парах на высоте 3600 м в августе 1961 и 1962 гг. альбедо грязного льда было 17—20%, чистого — 35—38%. При величине суммарной радиации 650 кал/см² это создает разницу в 120 кал.

На свойстве тонких слоев порошкообразных веществ повышать интенсивность таяния ледниковых поверхностей основывается возможность искусственного увеличения водности потоков, вытекающих из ледников.

Г. А. Авсюк (1953) на основании наблюдений Тянь-Шанской высокогорной станции на ледниках Карабаткак и Ашу-Тор указывает, что раннее, начиная с апреля, запыление ледниковой поверхности может увеличить талые воды в полтора раза, а запыление в июне — только на одну четверть.

Л. Д. Долгушин (1963) приводит положительные результаты опытов с искусственным загрязнением поверхностей ледников и наледей в Нань-Шане и в Восточном Тянь-Шане в 1959—1960 гг. По подсчетам китайских специалистов, рассеивание 1 т угольной пыли дает около 18 000 куб. м воды.

Вопрос об искусственном усилении таяния ледников требует дальнейшего изучения. Помимо разработки целесообразных практических приемов, очень важен следующий вопрос: если ледник, особенно малый, в результате интенсивного использования в течение ряда лет потеряет значительную часть своего объема (своей массы), то сможет ли он потом восстановиться без существенного изменения климата или же он, так сказать, потеряв равновесие, начнет разрушаться («саморазрушаться»). По-видимому, возможен и тот и другой случай. К этому вопросу мы вернемся в главе о развитии ледников.

В естественной жизни ледников очень большое значение имеет защитное действие моренного покрова (или чехла, или плаща), уменьшающего, иногда почти прекращающего таяние ледниковых поверхностей. В качестве примера приведем некоторые данные, относящиеся к ледникам Заилийского и Джунгарского Алатау (по Н. Н. Пальгову, 1954, 1958).

На ледниках и истоках рек Талгара и Иссыка в 1940—1941 гг. таяние льда под моренным чехлом толщиной 8—10 см составило 56%, а под покровом толщиной 1 м — только 11% от стаивания открытого льда (при прочих равных условиях). На леднике Сатпаева в Джунгарском Алатау таяние льда под искусственным моренным чехлом толщиной 10, 20 и 50 см составило соответственно 69, 44 и 13% величины стаивания открытого льда. Толщина моренного слоя примерно в 2 м достаточна для того, чтобы полностью прекратить таяние льда под воздействием внешних источников тепла.

Рассмотрим пример, самый обычный, характерный для всех ледников, образуемых двумя, тремя потоками и более. На Талдуринском леднике на Алтае примерно в 6 км от конца ледника

у скалистого выступа располагается начало срединной морены. Первоначально это лишь узкая полоска камней высотой 2—3 м. Но, чем ниже по леднику, тем больше поднимается моренный вал над поверхностью ледника. Вот он достиг 20 м в высоту и 40—50 м в ширину. Однако лед лишь немного прикрыт щебнем. Наверху он прощупывается под слоем грязи и щебня толщиной 20—40 см, не считая отдельных больших камней. Конечно, срединная морена по мере движения вниз по леднику все время пополняется каменным материалов, вытаивающим из тела ледника. Тем не менее в основном этот вал не каменный, а ледяной, и поднялся он над ледниковой поверхностью лишь потому, что лед здесь защищен от таяния слоем моренного материала, хотя и не очень толстым.

В конце ледника срединный вал поднимается уже на 70—80 м, имея по обе стороны опущенные до земли скаты открытого льда, из-под которых вырываются два потока мутной воды. Под срединной же мореной ледник еще продвигается вниз по долине примерно на 500 м. Если бы вся нижняя часть ледника (а не только срединный вал) была покрыта мореной, то, очевидно, весь конец ледника был бы поднят по крайней мере на 70—80 м и продвигался бы вниз по долине на 500 м. Но защитное действие моренного плаща, занимающего ледник во всю его ширину, было бы более сильным, чем действие одной только срединной морены. Следовательно, длина ледника увеличилась бы больше чем на 500 м, а мощность у конца — больше чем на 70—80 м.

Такова приближенная оценка защитного действия моренного чехла, уменьшающего таяние льда, в условиях Талдуринского ледника на Алтае. Однако развитие морен в других случаях может быть гораздо бо́льшим, чем в приведенном примере. Конец ледника Федченко на протяжении 7 км покрыт мореной. Зеравшанский ледник, имеющий длину 25 км, закрыт мореной в своей нижней трети. Ледник Иныльчек при общей длине 25 км (Авсюк, 1950) имеет сплошной моренный покров на 18 км. Громадный ледник Маляспина на Аляске в своей предгорной части закрыт мореной на площади в несколько сотен квадратных километров.

Очень характерным в смысле влияния моренного покрова является ледник Шхельды на Кавказе, в истоках реки Баксана. В 60-х годах XIX века в результате горного обвала язык его был очень сильно засыпан каменными обломками. Как раз в эти годы началось общее отступание и сокращение ледников, причем не только на Кавказе, но и в других странах. И вот ледник Шхельды, неожиданным образом защищенный от таяния, вместо того чтобы отступать вместе с другими ледниками, остался на длительное время стационарным или даже наступал (Калесник, 1937).

Рис. 62. Погребенный лед с растущими наверху лиственницами.

В процессе отступания и сокращения ледников массы льда, скрытые под моренным покровом, особенно под конечными моренами, легко теряют активную связь с ледниками и становятся «мертвым льдом», потерявшим движение. Но сохраняться они могут еще очень долго — десятки, сотни и даже тысячи лет. «Концы почти всех ледников явственно уходят под морены, у одних непосредственно от линии соприкосновения с последними, у других за более или менее широкой абляционной впадиной, образовавшейся между открытой и погребенной частями языка» (Пальгов, 1958, стр. 174).

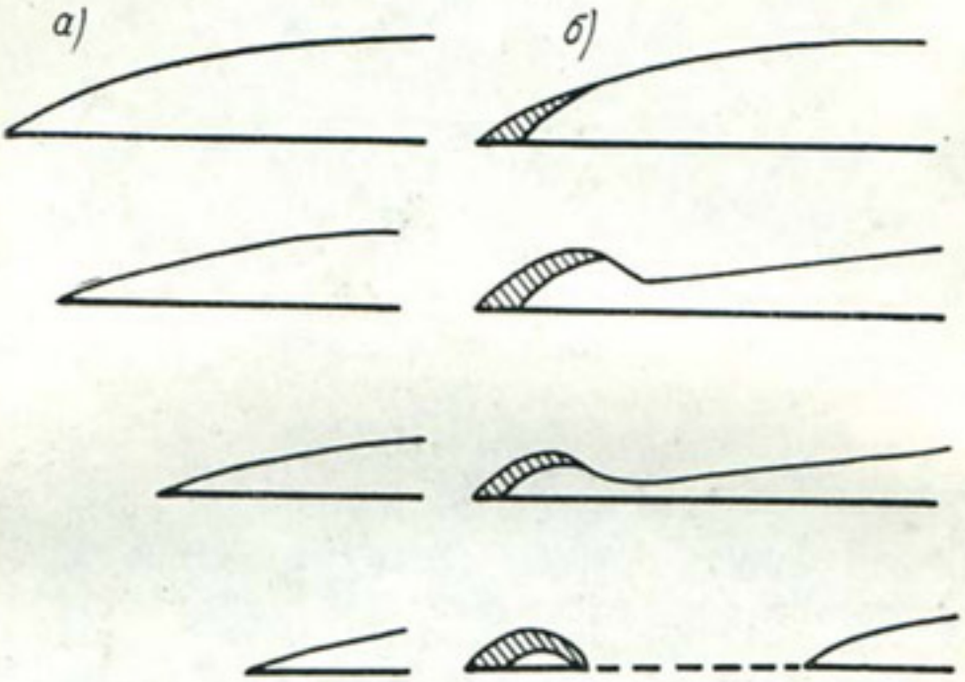


Рис. 63. Скачок в линейном сокращении ледника, конец которого консервируется мореной.
а — сокращение незагрязненного ледника, *б* — возникновение изолированной глыбы мертвого льда.

На Алтае погребенных льдов, пожалуй, меньше, чем в горах Средней Азии. Однако встречаются очень интересные примеры хорошо укрытых массивов льда, представляющих собой остатки минувших стадий оледенения. На рис. 62 приведен фотоснимок левого истока р. Шавлы в горном узле Биш-Иирду на Алтае. Мутный поток вырывается из темного грота, прорытого в сохранившемся массиве погребенного льда. Верхний моренный слой неровно оседает, так что растущие на нем лиственницы наклоняются в разные стороны. Современный конец ледника отодвинут вверх по долине на 2,5 км и имеет перед собой еще много более молодых моренных нагромождений.

Образование морен и скопление моренного материала в нижних частях ледников являются непосредственным результатом жизни и деятельности ледников. Закономерный процесс образования погребенного льда у конца ледника изображен схематически на рис. 63. Этот рисунок вместе с подробным объяснением

к нему заимствован из книги Л. Г. Бондарева «Очерки по оледенению массива Ак-Шийрак» (1963). Ледник, язык которого сильно закрыт моренным плащом, отчасти как бы избавлен от контроля со стороны климата, и это надо учитывать при оценке климатического режима ледников. Таяние такого ледника меньше, а размеры больше, чем это позволил бы климат в иных условиях. Вместе с тем нельзя забывать, что климат сам принимает участие в образовании морен. Так, в Средней Азии постоянные камнепады со склонов и интенсивное образование морен почти на любом леднике связаны «с сильным выветриванием окружающих ледник горных склонов, обусловленным резкими термическими колебаниями, доходящими до 40—50° в сутки» (Калесник, 1957, стр. 119). Главное же заключается в том, что рамки соответствия между климатом, рельефом и оледенением существенно расширяются благодаря защитному действию моренного покрова. Ледник с погребенными льдами может устойчиво занимать широкую долину или обширный бассейн, где открытые языки льда могли бы уже давно растаять.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЛЕДНИКОВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА АБЛЯЦИЮ ЛЕДНИКОВ

Рассматривая сложный вопрос об абляции ледников, нельзя ограничиться общими характеристиками и числовыми примерами. Необходим анализ теплового баланса ледниковых поверхностей, выяснение источников тепла и факторов его потери, от которых зависит абляция ледников.

Общие формулы теплового баланса ледниковых поверхностей, а также частные формулы зависимости абляции от отдельных источников тепла составлялись и анализировались многими учеными как в Советском Союзе, так и за рубежом: Г. А. Авсюком, П. П. Кузьминым, Н. Н. Пальговым, И. А. Киреевым, В. Л. Шульцем, П. А. Черкасовым, Г. Свердрупом, А. Онгстремом, К. Сомилиана, Л. Ллибутри и др. В формуле, определяющей величину абляции, должны предусматриваться все источники тепла, поступающего на ледниковую поверхность, и все пути расхода энергии. Практически некоторые члены и коэффициенты таких формул из-за сложности условий природного процесса таяния и испарения ледниковых поверхностей точно неизвестны и величины их могут быть оценены лишь очень приближенно. По этой причине приходится пользоваться сокращенными формулами, в которых не учитывается ряд факторов, и эмпирическими формулами, выведенными из наблюдений на отдельных ледниках, справедливыми лишь в частных случаях. Однако общие формулы необходимы, так как они позволяют оценить теоретически силу действия и роль тех или иных факторов и, по существу, являются базой и для частных случаев.

Введем ряд обозначений для выражения величины абляции и количества тепла, полученного или расходуемого 1 кв. см ледниковой поверхности в тот или иной промежуток времени (необязательно в 1 минуту), в малых калориях:

H — величина полной абляции в сантиметрах слоя воды, h — толщина испарившегося слоя; следовательно, $H - h$ — величина стаивания; затрата тепла на таяние составит $80(H - h)$ кал., а затрата тепла на испарение — $680h$ (точнее, $677h$) кал.;

F — возможная величина конденсации водяного пара, $600F$ (точнее, $597F$) — количество выделившегося тепла на тающую ледниковую поверхность;

S — суммарная солнечная радиация (прямая и рассеянная);

a — альбедо поверхности;

$S(1 - a)$ — поглощенная радиация;

R — тепло, теряемое путем излучения;

Q — величина теплообмена с воздухом; она может иметь знак плюс или минус;

Q_1 — величина теплообмена с нижележащими слоями льда; если происходит поверхностное таяние, то эта величина (вообще говоря, незначительная) может иметь только отрицательный знак.

Если таяние протекает одновременно с испарением, то формула теплового баланса принимает вид

$$80(H - h) + 680h = 80H + 600h = S(1 - a) - R + Q + Q_1 .$$

Если происходит конденсация водяных паров, то

$$80H = S(1 - a) - R + Q + Q_1 + 600F .$$

Для длительных промежутков времени надо отдельно учитывать возможность и испарения и конденсации.

Следует еще заметить, что в приведенных формулах не учитывается возможное участие атмосферных осадков в тепловом балансе ледниковых поверхностей. Об этом будет сказано ниже.

Формулы теплового баланса ледниковых поверхностей имеют большое значение в гляциологии, так как они позволяют анализировать комплекс действующих факторов абляции, расчленяя его на отдельные составляющие. Уверенное применение этих формул и получение точных и надежных выводов требуют выполнения очень тщательных наблюдений на ледниках. Актинометрические наблюдения производятся при помощи актинометров, альбедометров, балансомеров.

Для определения интенсивности теплообмена между ледниковой поверхностью и воздухом, т. е. величины Q, а также для оценки возможного влияния конденсации водяных паров или, наоборот, испарения нужны так называемые градиентные из-

мерения. На высотах 10, 25, 50 и 200 см производятся измерения температуры и влажности воздуха. Отмечается также направление и скорость ветра. Таким способом определяются значения вертикальных градиентов температуры и влажности над ледниковой поверхностью, т. е. величины $\frac{dt}{dz}$ и $\frac{de}{dz}$. Все это предусмотрено в «Основных методических указаниях по гляциологическим исследованиям» (1957). Разработаны и расчетные формулы для определения величины Q (например, Лебедева, 1961). Подробный анализ формул теплового баланса ледниковых поверхностей дан в работе П. А. Черкасова (1961).

Надо подчеркнуть, что балансовые формулы могут применяться для оценки условий таяния и в том случае, когда нет непосредственных измерений абляции. Они являются формулами абляции и тем самым приобретают еще большее практическое значение, которое связывается в первую очередь даже не с абляцией ледников, а просто с таянием снежного покрова и, следовательно, с вопросами гидрологических прогнозов.

В качестве примера приведем данные о суточном тепловом балансе в летние месяцы на леднике Исмат в истоках реки Пасруд в системе Зеравшана на высоте 3300 м (по Кузьмину, 1948).

За сутки 1 кв. км открытой поверхности ледника получает всего 538 кал., из них 376 кал. — от солнечной радиации и 161 кал. — из воздуха, или соответственно 70 и 30%. Эта энергия расходуется следующим образом:

	%	кал.
Путем излучения . . .	15	81
Путем отражения . . .	7	38
На таяние	67	360
На испарение	11	59

Суточный ход абляции равен 4,5 см, причем только 0,1 см составляет испарение, а все остальное приходится на таяние.

Эти данные о тепловом балансе и абляции поверхности ледника Исмат очень хорошо иллюстрируют общую балансовую формулу. Само собой разумеется, что в других условиях, у других ледников статьи баланса могут иметь другие числовые значения.

Вот другой пример. П. П. Арапов (1964) приводит следующие данные о тепловом балансе Зеравшанского ледника на высоте 3600 м в августе 1961 г.: радиационный баланс за сутки 326 кал/см^2, теплообмен с воздухом 107 кал., на таяние тратится 396 кал., на испарение — 37 кал.

В связи с накоплением за последние годы материалов наблюдений на ледниках в разных странах представляет большой

интерес попытка М. К. Гавриловой (1964) обосновать общую зависимость теплового баланса ледников от широты и высоты места. На рис. 64 изображена составленная ею схема такой зависимости. Суммарное количество тепла, идущего на таяние ледников, закономерно уменьшается с увеличением географической широты и высоты места. Эти изменения характеризуются определенными числовыми градиентами.

Строгое применение общих формул для характеристики абляции ледников практически чрезвычайно затруднительно. Ис-

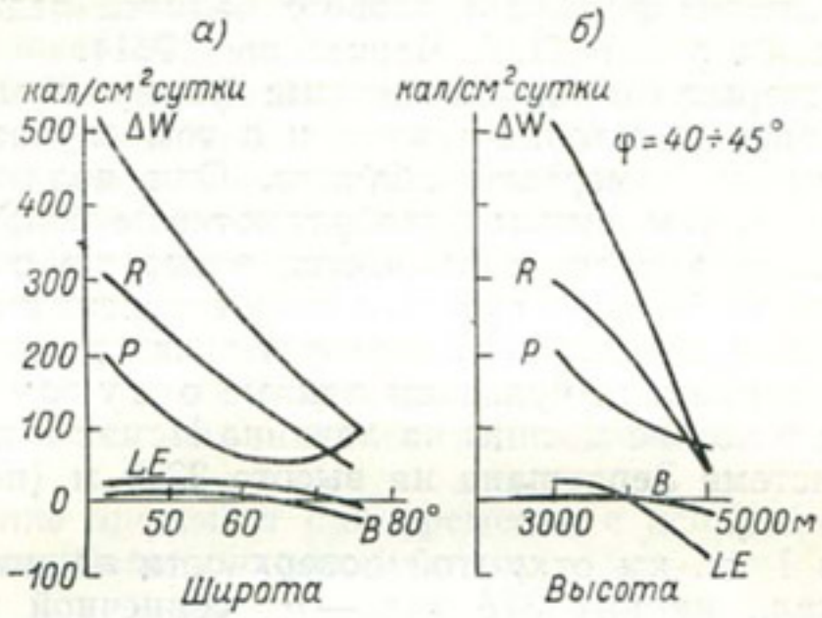


Рис. 64. Изменения с широтой места (*а*) и высотой (*б*) составляющих теплового баланса ледников северного полушария (по М. К. Гавриловой).

R — радиационный баланс, *P* — турбулентный поток тепла между поверхностью земли и атмосферой, *B* — поток тепла между земной поверхностью и нижележащими слоями почвы или воды, *LE* — затрата тепла на испарение, ΔW — количество тепла, идущего на таяние.

следователи стремятся выделить основные факторы теплового режима ледников и анализируют их действие возможно точнее; в то же время лишь приближенно оцениваются те источники тепла или холода, точная характеристика которых затруднительна и которые обоснованно можно считать второстепенными. Кроме того, составляются эмпирические формулы, основанные на непосредственных измерениях абляции и справедливые для того или иного ледника, которые могут быть применены и к другим ледникам, залегающим в аналогичных условиях. Широко применяется разделение поверхности ледника на высотные зоны, причем каждая зона характеризуется сходными чертами абляционного процесса. Эти успехи гляциологии несомненны, но здесь надо сделать замечание: они все еще недостаточно используются в климатологии и гидрологии.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ФАКТОРОВ ПОВЕРХНОСТНОЙ АБЛЯЦИИ

Главными факторами поверхностной абляции ледников почти всегда являются солнечная радиация и теплота воздуха. Действие других факторов нередко оказывается вообще незначительным, и им можно пренебречь. Иногда же их противоположные влияния взаимно компенсируются.

Вопрос о том, что важнее для таяния ледниковых поверхностей — температура воздуха или же солнечная радиация, не имеет одного общего решения. Все зависит от тех климатических условий, которые господствуют над ледниковой поверхностью, а в каждый данный момент времени — от совокупности метеорологических элементов.

Заметим, что часть тепла, передаваемая леднику прилегающими слоями воздуха, называется, по П. П. Кузьмину, коэффициентом теплового действия; другая часть, приносимая непосредственно радиацией, называется коэффициентом радиационного действия. Сумма этих коэффициентов равна единице, соотношение между ними может быть весьма различным. Для ледника Исмат, как можно видеть из приведенных выше данных, первый коэффициент равен 0,28, или 28%, второй — 0,72, или 72%. Г. А. Авсюк (1953) для небольших ледников Тянь-Шаня оценивает действительные суммы поглощенной радиации, уменьшенные облачностью, в области ледниковых языков за летний сезон в 27 ккал/см². Почти полностью они расходуются на таяние, а не на какие-либо другие процессы. Средние возможные величины абляции составляют 3,7 м (Авсюк, 1953). Расчетные соотношения между величинами абляции и поглощенной солнечной радиации показывают, что коэффициент радиационного действия велик и составляет около 90%. Из этого, однако, не следует, что роль температуры совсем незначительна:

«Положительные температуры воздуха в период таяния играют в условиях ледников Тянь-Шаня роль как бы фона, благоприятствующего процессам таяния, так как поверхности ледников не испытывают сильного охлаждения. Вследствие этого часто и ночью поверхности ледников если почти не тают, то и не замерзают, что создает благоприятные условия для наиболее полного использования для таяния дневного тепла. Небольшие отрицательные температуры, наблюдающиеся в период таяния, также не сильно охлаждают ледниковые поверхности и, следовательно, не создают серьезных препятствий для таяния» (Авсюк, 1953, стр. 14).

Рассмотренное здесь положение всегда надо иметь в виду. Это важный пример взаимодействия факторов оледенения. Чтобы солнечная радиация как фактор абляции была эффективной,

необходим общий фон положительных температур. Значение его троякое: 1) снижается величина альбедо ледниковых поверхностей; 2) не замерзают талые воды; 3) не требуется в утренние часы начального нагревания льда до 0°.

Очень большие величины солнечной радиации измерены в период Международного геофизического года на леднике Федченко (Колесникова, 1962). На верхней станции (ледник Витковского, 4900 м) максимальные месячные суммы солнечной радиации достигают 26 ккал/см², на нижней станции у конца ледника — 19 ккал/см², т. е. значительно меньше. Годовая сумма суммарной радиации в фирновой области ледника на верхней станции составляет 192 ккал/см², у конца ледника — 145 ккал/см², в Ташкенте — 150 ккал/см².

Таким образом, суммы солнечной радиации, падающей на поверхность ледника Федченко, вообще очень велики. Однако в фирновой области на больших абсолютных высотах, где эти суммы особенно велики, создаются условия, напоминающие Антарктиду: альбедо снежной поверхности превышает 85%, температуры низки, таяние незначительно. В области ледникового языка при наличии открытого льда альбедо летом составляет 20—35%, т. е. бóльшая часть потока солнечной радиации поглощается льдом. Полный радиационный баланс в фирновой зоне ледника Федченко, включая прямую и рассеянную солнечную радиацию, ее отражение, а также излучение самой поверхности ледника, в годовом выводе близок к нулю. В этом заключается отличие от Антарктиды: на станции Восток годовой радиационный баланс составляет около —5 ккал/см². На ледниковом языке летом радиационный баланс положителен и составляет около 11 ккал/см²месяц. Он является основой режима абляции ледника. Главное отличие от фирновой области — это уменьшение отражающей способности ледниковой поверхности.

Величина альбедо в режиме таяния ледников, по существу, имеет такое же большое значение, как и интенсивность солнечной радиации. В фирновых областях альбедо больше, на ледниковых языках — сравнительно меньше.

Каждому исследователю, туристу или альпинисту — всем, кому приходилось посещать ледники, знакомо это изменение альбедо при переходе с ледникового языка на фирновое поле ледников. По льду, особенно засоренному, обычно (но не всегда) можно идти без защитных очков. Но в области фирна отраженное освещение становится столь сильным, что без очков человек может потерять зрение; здесь имеет значение и увеличение ультрафиолетовой части в составе солнечной радиации.

Важно отметить, однако, что альбедо фирновых поверхностей не всегда бывает очень большим, близким к 70—80%. О. А. Дроздов и Г. И. Николаенко (1964) приводят следующие сравнительные характеристики отражательной способности раз-

ных поверхностей в разгар лета на ледниках Федченко, Зеравшан и Парах на высоте от 2800 до 4880 м:

	Высота (м)	Альбедо (%)
Каменная поверхность		15—16
Грязный лед	3600	17—22
Чистый лед	3600	35—38
Старый снег	3600	48—50
Тающий фирн	4000	50—55
Сухой фирн	4880	75—80

Поскольку суточные суммы приходящей радиации составляют 600—750 кал/см², изменение альбедо, например, на 40% соответствует изменению поглощенной радиации на 240—300 кал/см². В пересчете на процесс таяния это составляет 3—3,7 г воды на 1 кв. см. Приведенные цифры характерны, но они могут меняться в довольно широких пределах.

В табл. 19, заимствованной у Г. А. Авсюка (1953, стр. 17), приведены приближенные средние месячные значения альбедо (в процентах) в период таяния для небольших долинных ледников Тянь-Шаня.

Таблица 19

Место наблюдения	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Область фирна	80	70	60	45	45	55	75
Ледниковый язык . . .	80	70	40	25	20	40	70

Речь идет, конечно, не о самых больших высотах Тянь-Шаня, где снег всегда сухой, а о приближенной к снеговой линии зоне неполного накопления или частичного таяния снега. Таяние связано с уменьшением величины альбедо и одновременно само становится причиной ослабления отражательной способности снега—фирна.

Метеорологический фактор в данном случае вызывает такой ледниковый процесс (изменение состояния поверхности ледника), который в свою очередь усиливает действие этого же фактора. Это положение применимо и к процессам длительного характера. Ледник Малый Актру на Алтае в 1936 г. имел ледниковый язык очень чистый и очень светлый, с большим количеством пузырчатого льда наверху. С тех пор поверхность ледника постепенно понизилась примерно на 18 м, и наружу вытаяло большое количество камней и мелкого материала. Ледник приобрел сероватый и серый цвет, альбедо поверхности уменьшилось примерно с 35—40 до 17—20%. Это способствует усилению таяния ледника, его отступанию. Так изменения альбедо становятся

некоторым вторичным фактором во взаимодействии между климатом и оледенением. Укажем еще, что в данном случае намечается дальнейшее изменение в действии этого фактора. Местами, особенно на самом конце ледника, слой вытаивающего каменного материала приобретает уже защитные свойства.

Альбедо ледниковых поверхностей может испытывать изменения, нередко быстрые и резкие, по самым различным причинам. В ясные дни наблюдается определенный суточный ход. Наименьшие значения альбедо бывают в послеполуденные часы, когда поверхность ледника обильно покрывается талыми водами. К вечеру, особенно после захода солнца, когда талые воды стекают, альбедо увеличивается и достигает максимума в ранние утренние часы; в это время на поверхности ледника вместо талой воды остаются лишь корочки льда. Различные метеорологические явления, например ливневые дожди, фёны, так или иначе влияющие на состояние ледниковой поверхности, меняют и ее отражательную способность. На длительное время, особенно в начале и конце лета, радиационные свойства ледниковых поверхностей могут изменяться благодаря летним снегопадам. Влияние их, разностороннее и очень сильное, ниже будет рассматриваться отдельно.

Из всего сказанного вытекает, что изучение солнечной радиации как фактора абляции ледников требует систематических специальных наблюдений на самих ледниках. Известно, что в последние годы быстро увеличивается число постоянно действующих пунктов актинометрических наблюдений в общей сети станций Гидрометеорологической службы СССР. Одновременно успешно разрабатывается методика обработки материалов и расчета сумм солнечной радиации и радиационного баланса. В 1961 г. вышла в свет монография-справочник «Радиационный режим территории СССР», составленная коллективом сотрудников Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. Много наблюдений выполняется на ледниках, поэтому уже можно широко сопоставлять величины радиационных показателей для ледниковых поверхностей в различных условиях их расположения и состояния. Увеличилась возможность применения расчетных методов для оценки радиационного фактора абляции ледников. Вместе с тем установлена (в частности, на Алтае) большая неустойчивость значений альбедо ледниковых поверхностей, а также развитие локальных метеорологических явлений на ледниках. Это значит, что нужно дальнейшее расширение наблюдений на ледниках.

Роль тепла воздуха в таянии ледников видна уже из тех общих данных о поверхностной абляции, которые были приведены выше. В самом деле, у конца Ронского ледника, на высоте немногим более 1800 м, ежегодно (в среднем) стаивает

11-метровый слой льда. Между тем одна солнечная радиация за абляционный период не могла бы растопить и половины этого слоя. У конца ледника Хоффельсйокуль в Исландии стаивает за год слой льда почти в 10 м; между тем здесь господствует пасмурная погода, действие прямой солнечной радиации весьма ослаблено. Ледники Новой Зеландии спускаются почти до уровня моря (до высоты 115 м), где господствует теплый субтропический климат. Влияние тепла воздуха здесь не может быть слабым. Констатировано в виде общего правила в гляциологии, что абляция ледниковых поверхностей с высотой уменьшается, и притом очень значительно — до 1—1,25 м на каждые 100 м поднятия. Такое закономерное явление может быть связано только с сильным влиянием тепла воздуха на таяние ледников.

Интенсивность влияния тепла воздуха на таяние ледниковых поверхностей в первую очередь определяется температурой воздуха над ледником. Если, например, на общепринятой для метеорологических наблюдений высоте 2 м (или же 1,5 м) над поверхностью ледника температура воздуха равна 2—3°, то сколько-либо значительное таяние льда может быть вызвано лишь яркими лучами солнца. При температуре же 10—12°, что отнюдь не является необычным, интенсивное таяние льда будет наблюдаться и в тени, а в стаивании незатененной поверхности все равно роль температурного фактора будет велика. Но у самой поверхности фирна или льда воздух бывает сильно охлажден; имеет место большой обратный вертикальный градиент температуры, ее резкое повышение при поднятии над поверхностью ледника, например на 5° на 1 м.

Чем больше градиент температуры $\frac{dt}{dz}$, тем больше величина теплового потока $D\frac{dt}{dz}$, направленного сверху вниз к поверхности ледника. Но воздух обладает очень низкой теплопроводностью, и в неподвижном воздухе величина D очень мала.

Для того чтобы имел место действительно значительный эффект таяния льда или фирна под влиянием положительных температур воздуха, необходима постоянная конвекция теплого воздуха, сопровождаемая непрерывным приносом к ледниковой поверхности все новых и новых запасов тепла. Выполнение этого условия обычно обеспечивается усиленной циркуляцией воздуха, которой способствуют и формы залегания ледниковых языков и температурные контрасты с окружающей местностью. Ветер в той или иной степени усиливает абляционный эффект температуры воздуха. Это влияние, по А. Онгстрему (1933), может быть выражено формулой типа

$$L = F[v(t - t_0)],$$

где L — тепло, получаемое ледником из воздуха в единицу времени; v — скорость ветра; t и t_0 — температура воздуха и ледниковой поверхности соответственно; функция F требует специального исследования. Надо заметить, что общей формулы, справедливой для выражения влияния ветра на процессы абляции в любых условиях, не существует.

Практически величину теплообмена и влагообмена между воздухом и ледниковой поверхностью нередко определяют косвенным путем, если достаточно точно измерены величины абляции и радиационного баланса.

Соотношение между основными факторами абляции ледников представляет большой интерес. Приведем составленную С. В. Калесником (1963, стр. 296) таблицу с данными о доли участия (в процентах) основных факторов абляции в таянии ледников разных стран (табл. 20).

Таблица 20

Название и местонахождение ледника	Вид энергии, затраченной на абляцию			Автор
	солнечная радиация	тепло воздуха (конвекция)	тепло конденсации	
Снежники Большого Чимгана	50			Шульц
Хорнкеес (Альпы)	58,2	29,2	12,5	Хойнкес
Фернагтфернер, Гепачфернер (Альпы)	58—84	15—30	5—15	Хойнкес
Корса (Швеция)	59	30	11	Уаллен
Московского университета (Урал)	46	41	13	Лебедева
Пенни (остров Баффинова Земля)	61,3	8,8	29,9	Орвиг
Адмиралтейства, Британия (Гренландия)	69	29	2	Гамильтон (Листер)
Фрейя (Гренландия)	8,2	83,4	8,4	Эриксон
Ледники бассейна реки Баскана (Джунгарский Алатау)	57—74	23—37	3—6	Черкасов
Ходжис (остров Южная Георгия)	35	35	30	Смит

Приведем еще некоторые данные. На больших ледниках Тянь-Шаня, как уже указывалось, таяние почти полностью (вплоть до 90%) определяется солнечной радиацией. Непосредственная доля участия тепла воздуха в абляции весьма невелика (Авсюк, 1953). Тем не менее только летние положительные температуры создают возможность того, что солнечная энергия не отражается чрезмерно и тратится на таяние, а не на предварительное нагревание ледниковых поверхностей. Это значение положительных температур воздуха надо иметь в виду во всех случаях, по отношению к любым ледниковым областям.

На леднике Исмат в истоках Зеравшана, по данным П. П. Кузьмина, доля участия тепла воздуха в абляции значительно больше — около 28%.

В Альпах, по оценке Маурера, роль тепла воздуха в общем таянии ледников в среднем оценивается в 30—35%. Эта роль усиливается в теплые пасмурные дни. Ночью тепло воздуха является единственным источником таяния, но ночное таяние оказывается гораздо более слабым, чем дневное. По наблюдениям Сомилиана (1933), на двух ледниках массива Монте-Роза во второй половине лета средняя часовая абляция днем составляла 2,16 и 3,17 мм, а ночью — 0,79 и 0,74 мм. У конца Ронского ледника, где на высоте немногим более 1800 м растаивает за лето 11-метровый слой льда, на долю температуры воздуха приходится около 6 м, а на долю солнечной радиации — около 5 м.

Альман (1948) на основании своих исследований в ледниковых областях Северной Атлантики пришел к следующим выводам относительно роли конвекции и солнечной радиации в процессе таяния ледников: 1) с увеличением абсолютной высоты возрастает относительное значение инсоляции и уменьшается роль температуры воздуха; 2) на больших ледниковых полях главное значение приобретает инсоляция, на маленьких ледниках — температурные условия; 3) роль солнечной радиации больше в первой половине лета (точнее, абляционного периода), роль конвекции — во второй половине.

В табл. 21 приведены данные Альмана для ледника 14-го июля, иллюстрирующие роль основных факторов абляции на разных высотах и в разные месяцы.

Таблица 21

Абсолютная высота (м)	Доля участия солнечной радиации (%)		
	VI	VII	VIII
0	88	63	30
200	94	52	22
600	100	62	10
900	100	74	5

Разность между 100% и долей солнечной радиации показывает роль конвекции. Как можно видеть из табл. 21, приведенные выше правила Альмана оправдываются неполно. Главная причина заключается в изменениях величины облачности.

Ледники хребта Сунтар-Хаята формируются в условиях очень сурового и очень континентального климата. Данные о тепловом балансе и факторах абляции (в ккал/см²) этих ледников приведены в табл. 22 (Гаврилова, 1961, стр. 167).

Таблица 22

Элемент	VI	VII	VIII
Радиационный баланс	2,6	3,3	3,1
Турбулентный теплообмен с воздухом	0,2	1,3	0,6
Теплота конденсации водяных паров	0,0	0,9	0,4
Затрата тепла на прогревание толщи снега	2,8	0,0	0,0
Тепло, идущее на таяние снега и льда	0,0	5,5	4,1

Данные табл. 22 показывают, что в июле доля солнечной радиации как фактора таяния ледников составляет 60%, а 40% приходится на теплообмен с воздухом и на теплоту конденсации. В августе доля солнечной радиации еще выше — 76%. В июне теплообмен с воздухом крайне слаб; инсоляция значительна, но тепло расходуется еще не на таяние, а на изменение теплосодержания толщи снега. Впрочем, как указывает М. К. Гаврилова, полученные данные еще подлежат уточнению.

На алтайских ледниках Актру в 1962 и 1963 гг. были осуществлены прямые эксперименты в целях количественного разделения основных факторов абляции. На однородной поверхности ледника на небольшом расстоянии друг от друга устанавливались, т. е. вбуривались в лед, две обычные рейки стаивания. Одна рейка была на солнце, другая все время загораживалась от прямых солнечных лучей при помощи небольшого переносного фанерного экрана. Тепловое состояние и движение воздуха около рейки заметно не нарушались.

Результаты эксперимента вполне убедительно показали основную роль солнечной радиации в процессах абляции. Стаивание льда на солнце было в три раза больше, чем в затененном месте: например, 6 и 2 см, 4,5 и 1,5 см в день соответственно. Однако общего вывода такой эксперимент сделать не позволяет, так как на ледниках Алтая бывает очень много дней с большой облачностью. Основываясь также на других данных, сейчас можно принять, что на открытых площадях на 60—70% таяние осуществляется за счет солнечной радиации, а на 40—30% — благодаря тепловому воздействию воздуха. Но в сильно затененных карах относительная роль тепла воздуха может возрастать в два раза и более.

В упомянутой выше работе М. К. Гавриловой (1964, стр. 101) констатируется, что суммарное количество тепла, которое идет на таяние ледников, «изменяется в среднем от 500 кал/см^2 сутки в южных районах (до высоты 3000 м), 200 в умеренных широтах и до 100 кал/см^2 сутки в арктических районах... При этом

для большинства ледников южных и умеренных широт первостепенное значение имеет тепло радиации, которое составляет от 60 до 75—80% приходной статьи теплового баланса в зависимости от погодных условий и времени сезона. С высотой вклад радиации может повыситься до 80—90%. От 15 до 25% тепла на ледниках южных и умеренных широт поступает из атмосферы и от 5 до 10% — за счет тепла конденсации». Однако в районах, где климат испытывает сильное влияние Атлантики, «первенствующее или, по крайней мере, равнозначное значение с лучистой энергией приобретает тепло из атмосферы».

В общем и целом в большинстве случаев главным фактором абляции оказывается солнечная радиация, а роль тепла воздуха отодвигается на второе место. Это положение надо принимать с обязательным учетом взаимодействия факторов: при понижении температуры воздуха ниже 0° таяние снега сначала превращается в подтаивание с замерзанием малого количества воды, а затем и прекращается вовсе из-за большой величины альбедо. Можно указать на несколько общих правил оценки действия факторов абляции и их относительной роли в зависимости от некоторых общих влияний.

1. Влияние континентальности климата. В континентальных климатах по сравнению с морскими увеличивается и относительное и абсолютное значение радиационного фактора абляции ледников.

2. Влияние абсолютной высоты. С увеличением высоты усиливается относительная роль, но ослабляется абсолютное действие солнечной радиации как фактора абляции ледников. Действие температуры воздуха уменьшается быстрее и может стать противоположным действию солнечной радиации (таяние при отрицательных температурах воздуха).

3. Влияние экспозиции. Южные склоны отличаются от северных в большей мере по интенсивности инсоляции, в меньшей — по температурным условиям. Это влечет за собой соответствующие различия в соотношении между факторами абляции. Однако такое общеизвестное правило нельзя считать достаточным вследствие фактического разнообразия возможных вариантов. В частности, представляет интерес взаимодействие факторов абляции в следующих крайних случаях: когда глубокие кары северной экспозиции становятся «убежищем» для самых малых ледников и когда, наоборот, в карах, открытых на юг, остатки оледенения исчезают очень быстро.

4. Значение местной циркуляции воздуха. В зависимости от конфигурации склонов и от других условий местные ветры могут быть более сильными или слабыми, более теплыми или холодными. Они оказывают непосредственное влияние на тепловой обмен между ледниковой поверхностью и воздухом. Интенсивное таяние при фёнах сопровождается

Рис. 65. Наледь близ ледника Малый Актру на Алтае. *Фото Н. И. Иванова.*

усилением роли конвекции. При затишье в солнечную погоду резко усиливается роль радиационного фактора. При этом затишье может существенно ослабить процесс таяния.

На рис. 65 представлена наледь, которая ежегодно образуется близ ледника Малый Актру на высоте 2170 м между снегом и старой мореной. Здесь наблюдается полное затишье и днем бывает жарко. Однако наледь тает медленно и в 1959 г., когда она была особенно большой, растаяла лишь в августе. Когда на конце Малого Актру, на 70 м выше, суточная абляция составляла 6—8 см, на наледи она была равна только 4—5 см. Дополнительная причина ее медленного таяния — увеличенное до 35% альбедо.

5. Влияние погоды. Очевидно, что это влияние многообразно. Меняются как числовые показатели факторов абляции, так и их активность. Влияние и значение сезонного хода, или чередования, разных типов погоды не укладывается в осредненные климатические характеристики. Вопрос этот рассматривается подробнее в разделе о гляциоклиматических показателях.

Эмпирические формулы абляции ледников

На основании наблюдений на разных ледниках, в разных ледниковых областях могут быть выведены упрощенные формулы, выражающие связь между абляцией ледников и ее основными факторами. Вывод без строгого теоретического обоснования, с учетом лишь ограниченного числа данных заставляет такие формулы назвать эмпирическими.

Для этих формул характерно, что они справедливы для отдельных ледников или их групп, могут быть использованы (с теми или иными изменениями) для других однотипных ледников, но не могут быть перенесены на иные климатические и орографические условия залегания ледников. По отношению к общим балансовым уравнениям эти формулы представляют собой частные случаи, причем численные значения отдельных величин, а также возможные и допустимые упрощения вводятся в соответствии с частными рассматриваемыми условиями. Весьма характерно для таких формул (а также соответствующих кривых) то, что они, будучи основаны на определенном материале наблюдений, проверяются с помощью данных измерений на том же леднике: значения абляции, вычисленные по таким формулам, не должны сильно отличаться от фактически измеренных величин.

Эмпирические формулы имеют и теоретическое и практическое значение; в частности, они могут быть использованы для гидрологических расчетов.

Приведем некоторые такие формулы.

А. Онгстрем на основании обработки материалов Шпицбергенской экспедиции 1931 г. вывел следующее уравнение для вычисления величины абляции (в миллиметрах слоя воды):

$$h = 0{,}027Q + 0{,}05vt,$$

где Q — суммарная радиация, получаемая 1 кв. см ледниковой поверхности за 1 час; v — скорость ветра; t — температура воздуха.

К. Сомилиана (1933) предложил для ледников массива Монте-Роза следующую зависимость дневной абляции от температуры воздуха:

$$a = 1{,}5 + 0{,}215t,$$

где a — абляция за час в миллиметрах; t — средняя дневная температура; если эта температура равна нулю, то средняя часовая абляция в ясные дни составит 1,5 мм слоя воды.

Н. Н. Пальгов (1954а, 1954б) для ледников Заилийского и Джунгарского Алатау построил ряд уравнений, выражающих зависимость таяния льда и снега отдельных ледников от температуры воздуха. Ниже приняты следующие обозначения: $A_л$ и $A_с$ — суточное таяние льда и снега соответственно (в сантиметрах слоя воды); t — средняя суточная температура воздуха. Уравнения и соответствующие кривые для разных ледников имеют разный вид; вот примеры:

для Туюксуйских ледников

$$A_л = 0{,}6 + 0{,}74t, \quad A_с = 0{,}1 + 0{,}65t;$$

для Левоталгарской группы ледников

$$A_л = 4{,}6 \lg \frac{t}{0{,}6}, \quad A_с = 1{,}3 \lg \frac{t}{0{,}2}.$$

Выведены также обобщенные формулы для ледников Заилийского Алатау (Пальгов, 1958, стр. 240):

$$A_л = \sqrt{1{,}55t} \lg \frac{t}{0{,}2}, \quad A_с = \sqrt{0{,}46t} \lg \frac{t}{0{,}1}.$$

Формулы показывают, что таяние начинается при температуре воздуха несколько ниже 0° и что снег тает медленнее, чем лед. На рис. 66 приведены также две кривые, наглядно изображающие величины таяния снега и льда в зависимости от средней суточной температуры воздуха на Туюксуйских ледниках.

Возникает вопрос, почему величина таивания может быть найдена из уравнений (эмпирических), в которые входит величина температуры воздуха, но не входит величина солнечной радиации; между тем последняя является не менее важным фактором таяния ледников. Суть дела заключается в том, что сами изменения температуры воздуха в большой степени связаны

с солнечным сиянием. В ясные дни на горных ледниках температура воздуха, как правило, бывает выше. Таким образом, формулы, выражающие зависимость таяния ледников от температуры воздуха, в скрытом виде связывают его и с солнечной радиацией.

Практически в очень многих случаях можно принять (и принимается в гидрологических расчетах), что общий приход тепла на поверхность снега или льда, а следовательно, и величина абляции пропорциональны средним суточным температурам воздуха, но необязательно от 0°. Это значит, что практически можно применять формулы суточного стаивания, имеющие вид

$$A = a + kt .$$

Здесь величина a характеризует начало таяния, а также величину таяния при нулевой температуре. Коэффициент k показывает, на сколько изменяется величина стаивания льда или снега при повышении или понижении средней суточной температуры на 1°, и носит название величины стаивания на 1° температуры.

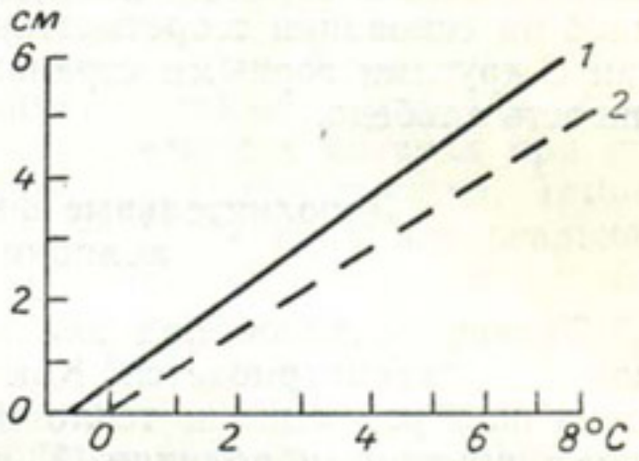


Рис. 66. Среднее суточное стаивание льда (*1*) и снега (*2*) с поверхности Туюксуйских ледников в связи со средней суточной температурой воздуха. По данным 1937—1942 гг. (по Н. Н. Пальгову).

Приведем значения этого показателя для некоторых ледников (по Шульцу, 1963, стр. 137): Федченко 7,6—8,0 мм, Караугом (Кавказ) 7,6, Башкара (Кавказ) 4,6, Аллалин (Швейцарские Альпы) 8,7 мм.

В. Л. Шульц (1963, стр. 137) приходит к выводу, что «для определения величины стаивания льда в водосборах рек Средней Азии без большой погрешности можно принять, что *на 1° положительной температуры приходится 7—8 мм растопленного льда*».

Снег тает несколько меньше, чем лед. По В. Л. Шульцу (1956), величина его стаивания на 1° средней суточной температуры у снежников в горах Средней Азии составляет 5,5 мм в пересчете на слой воды. В. Л. Шульц подчеркивает сравнительную устойчивость этого показателя и его пригодность для гидрологических расчетов. Однако он надежно применим для не слишком коротких интервалов, порядка одной декады и больше, а также для температур, не близких к 0°, а равных 5° и выше.

В условиях горного Алтая в связи с большой изменчивостью погоды величина стаивания снега или льда на 1° средней суточ-

ной температуры, по-видимому, менее устойчива, чем в горах Средней Азии. Такое же замечание делает М. М. Корейша (1963) относительно ледников Сунтар-Хаята. Но надо сделать вывод не о принципиальной непригодности показателя, а об осторожном его применении, с учетом конкретных условий погоды.

В заключение заметим, что в настоящее время зависимости таяния ледников от солнечной радиации и температуры воздуха изучены довольно хорошо. Если для какой-либо горной страны известны данные о температурных условиях и солнечной радиации, то можно заранее оценить интенсивность таяния ледников либо на основании теоретических формул, либо даже по аналогии с другими горными странами. Затруднения создает изменчивость альбедо.

Дополнительные факторы поверхностной абляции ледников

Таяние ледников под влиянием вулканических извержений здесь не рассматривается. Как можно видеть из предыдущего, солнечная радиация и тепло воздуха являются обычными общими причинами абляции. К ним, однако, всегда присоединяются и некоторые другие факторы. Мы имеем в виду следующее: 1) испарение ледниковой поверхности и конденсация на ней водяных паров; 2) выпадение дождя на ледниковую поверхность; 3) нагревание обнаженных склонов над ледником. Эти факторы можно назвать в общем второстепенными, но вместе с тем нельзя забывать, что в отдельных случаях и в определенных условиях такие факторы могут выдвигаться на первое место.

Испарение с ледниковой поверхности или же конденсация водяного пара в той или иной степени всегда примешиваются к прямому тепловому потоку. Направление процесса зависит от того, насыщены или не насыщены водяным паром слои воздуха у ледниковой поверхности. В. П. Пузанову (1958) принадлежит интересная попытка связать интенсивность теплового воздействия воздуха на ледниковую поверхность (т. е. возможную интенсивность таяния) не просто с температурой воздуха, но и с температурой, и с влажностью.

Пусть e — абсолютная влажность воздуха в миллибарах; тогда $e - 6{,}11$ мб будет выражать избыток или недостаток насыщения воздуха над тающим льдом. Положительный знак этой разности означает, что должна происходить конденсация водяных паров, сопровождаемая выделением скрытой теплоты и усилением таяния льда. Если разность $e - 6{,}11$ мб отрицательная, то, значит, воздух относительно сух, происходит испарение с большой затратой тепла и абляция замедляется. Этот тепловой

эффект можно отнести к температуре воздуха, имея в виду его общее тепловое воздействие на процессы абляции. Если учесть плотность водяного пара, скрытую теплоту конденсации (или испарения), теплоемкость воздуха и водяного пара, то изменение температуры воздуха в градусах выразится величиной $1{,}5(e - 6{,}11)$. Результативная температура воздуха будет равна

$$T = t + 1{,}5(e - 6{,}11),$$

или в подробном виде

$$T = t + \frac{0{,}623\,(e - 6{,}11)\,L}{(p - e)\,c_p + 0{,}623 e c_w},$$

где t — температура воздуха; e — абсолютная влажность в миллибарах; L — теплота конденсации, а также испарения воды; p — атмосферное давление; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; c_w — теплоемкость водяного пара. Температуру T В. П. Пузанов (1958, стр. 142) называет реальной эквивалентной температурой. Автор подчеркивает, что оценка интенсивности абляции всегда должна быть связана и с температурой и с влажностью воздуха. В. П. Пузанов (1958, стр. 143) пишет: «Реальная эквивалентная температура, учитывающая обе характеристики воздуха, является точным показателем как наличия процесса снеготаяния (при положительном ее значении), так и его интенсивности. Интенсивность снеготаяния всегда прямо пропорциональна положительному значению реальной эквивалентной температуры». Формула реально эквивалентной температуры показывает, что изменения влагосодержания воздуха столь же сильно влияют на процессы абляции, как и температура воздуха.

Все эти выводы, однако, требуют дальнейшего уточнения, и формуле нельзя придавать универсального значения. Она недостаточно отражает влияние тепла солнечных лучей. Кроме того, процесс влагообмена между ледниковой поверхностью и воздухом может совсем не доходить до своего предела, т. е. до возможного максимума конденсации влаги или до насыщения сравнительно сухого воздуха. Практически испарение и конденсация лишь в отдельных случаях выступают как источники абляции, равноправные с солнечной радиацией и теплом воздуха.

Испарение ледниковых поверхностей обычно бывает очень слабым, но может быть усилено сухим ветром, а также низким атмосферным давлением.

В сухих горных местностях и на очень больших высотах, как в Центральной Азии и тропических Андах, испарение становится самостоятельным фактором абляции. В Андах отмечены случаи, когда лед не таял при температуре воздуха 15° (Тролль, 1942). Весьма увеличивают испарение сильные сухие ветры, в частности фёны. Годовая величина испарения в Гренландии в целом

эквивалентна слою воды в 30 мм. Выше упоминалось об испарении в Антарктиде: оно там играет роль скромного, но самостоятельно действующего фактора абляции.

Конденсация водяных паров, как уже указывалось выше, может служить существенным источником питания ледников в том случае, когда значительные массы изморози и гололеда осаждаются на поверхности ледника или окружающих скал. Очень часто и в период таяния ледниковых поверхностей возникают условия для конденсации на них водяных паров, причем это случай более частый, чем испарение этих поверхностей. Причина понятна: ледниковая поверхность остается холодной, а летний воздух может содержать значительный запас водяных паров. Если, например, воздух над ледником имеет температуру 10° и влажность 70%, то в каждом кубическом метре содержится 6,6 г водяного пара.[1] При конденсации на поверхности с нулевой температурой из этого количества водяного пара выделяется около 1,75 г воды, причем выделяется и около 1050 кал. скрытой теплоты.

Это выделившееся тепло может иметь некоторый абляционный эффект, который сравним с непосредственным действием того количества тепла, какое может отдать леднику 1 куб. м воздуха, нагретого до 10°. Зная вес 1 куб. м воздуха (около 1 кг при пониженном давлении), его теплоемкость (0,5 кал/г °С) и его температуру, легко подсчитать, что это количество тепла будет равно около 5000 кал. Таким образом, в данном примере количество тепла, выделившегося при конденсации, хотя и много меньше тепла воздуха, ставшего причиной таяния, но все же могло усилить таяние весьма заметно, именно на 21%. Если, однако, воздух охлаждается не до 0°, а, например, лишь до 4°, то эта цифра резко уменьшается. Кубический метр воздуха отдаст леднику в этом случае 3330 кал., а сконденсируется, как нетрудно подсчитать, лишь 0,2 г воды.

Так бывает и в действительности, почему конденсация водяного пара, как правило, не выдвигается в число главных факторов абляции.

В литературе имеется много данных, свидетельствующих об этом. П. А. Черкасов (1961, стр. 224) указывает, что на ледниках Джунгарского Алатау в 1956 и 1957 гг. 74 дня преобладала конденсация, а 32 дня — испарение. Приход тепла от конденсации составил 15—17 кал. в день, что совсем немного. Ветры на ледниках представляют собой нисходящее движение воздуха, что приводит к удалению его от состояния насыщения. На основании ряда данных П. А. Черкасов приходит к выводу, что при

---

[1] Насыщенный воздух при температуре 10° содержит в 1 куб. м 9,4 г водяного пара, а при влажности 70% — 6,6 г. При охлаждении до 0° 1 куб. м воздуха может содержать не больше 4,85 г, т. е. получается излишек в 1,75 г.

расчете величины общей абляции в горах Средней Азии практически можно пренебречь испарением или конденсацией водяного пара.

В общем низкие температуры, характерные для ледниковых поверхностей, а также чередование процессов конденсации и испарения снижают роль последних как факторов абляции. В обобщенном виде это иллюстрируется приведенным выше графиком изменения составляющих теплового баланса для ледников северного полушария (см. рис. 64). Вместе с тем в сводной таблице, составленной С. В. Калесником (1963), и также в приведенной выше табл. 22 указаны случаи существенной и даже большой доли участия конденсации водяного пара в таянии ледников: на леднике Пенни эта доля составляет 30%. Типичная для подобных случаев причина заключается в том, что в условиях очень сурового климата толща ледника сохраняет большие запасы холода, а над ледниковой поверхностью иногда могут проноситься сравнительно теплые и влажные массы воздуха. В общем весь вопрос изучен пока недостаточно.

Дожди, выпадающие на ледниках, как правило, являются слабым фактором абляции. Одна из причин этого состоит в том, что дождливая, ненастная погода на ледниках обычно бывает очень прохладной, поэтому падающие на ледник капли дождя имеют низкую температуру. Но предположим даже, что температура их равна 10° (это вообще бывает редко) и что за сутки выпало 20 мм осадков (это тоже случается нечасто). Подсчитаем количество тепла, которое может получить в этом случае 1 кв. см ледниковой поверхности от дождевой воды в результате ее охлаждения до 0°; получим 20 кал. Это тепло может растопить только малый слой льда, равный по весу слою воды в 0,25 см. При ясной же погоде слой стаивания достигает 5—7 см и больше.

Тот, кто в первый раз разбил стан на берегу бурной речки близ ее истока из ледника, бывает удивлен, когда при непрерывном дожде уровень воды в речке все падает и падает. Объяснение простое: дождь как фактор абляции и дождевая вода не могут дать такого же речного стока из ледникового бассейна, какой возникает в результате таяния ледника при теплой и солнечной погоде.

Приведем очень характерный пример из наблюдений на Алтае в 1959 г. Река Актру — бурный горный поток, вытекающий из ледников. Режим ее и расход воды в летнее время в какой-то мере зависят от выпадения жидких осадков, которые очень быстро стекают со склонов, но в большей степени — от интенсивности таяния ледников и снежников. В табл. 23 приведены некоторые данные, характеризующие метеорологические условия и режим реки Актру (по Тронову и Олейнику, 1962, стр. 24).

Таблица 23

Элемент	1—10/VIII	11—20/VIII	21—31/VIII	1—10/IX	11—20/IX
Средняя температура воздуха (град.)	9,2	7,9	7,8	10,9	3,1
Количество осадков за период (мм)	5	74	29	2	9
Средний расход воды ($м^3$/сек.)	3,95	2,85	2,27	2,72	1,43

На небольших и высоко расположенных ледниках Тянь-Шаня, абляция которых была описана выше (по данным Г. А. Авсюка), роль дождей в этом отношении исчезающе мала. В Альпах, где в ледниковой зоне чаще бывает дождливая и относительно теплая погода, дожди могут давать за абляционный период в некоторых случаях до 5—10% общего слоя абляции. Еще больше роль дождей как фактора абляции ледников в Исландии с ее мягким морским и дождливым климатом: здесь дожди дают до 7—12% общего слоя абляции.

Данные табл. 23 вполне убедительны, и таких примеров можно привести неограниченное количество. Суть дела не только в том, что дождь вместе с сопутствующим ему таянием льда не дает обычно такого слоя стока, какой дают ледники в ясные теплые дни; важно и то, что на высоких уровнях выпадает снег. Однако в характеристике гляциогидрологического режима ледниковых истоков рек надо предусмотреть и другие, хотя бы редкие случаи. Например, 2 июля 1964 г. вечером в истоках реки Актру был сильный двухчасовой дождь, который дал более 30 мм осадков. На склонах наблюдались селевые явления. Расход воды в реке Актру поздно вечером достиг 12 $м^3$/сек., что бывало только в самые жаркие дни. На другой день утром оказалось, что на горных вершинах и фирновых полях ледников нет и следов свежевыпавшего снега. Площадь выпадения жидких осадков оказалась гораздо больше обычной. Такие случаи с точки зрения гляциогидроклиматического режима ледникового бассейна заслуживают особого внимания.

Нагревание обнаженных склонов, поднимающихся над ледниковыми языками и фирновыми бассейнами ледников, представляет очень интересный, но количественно слабо изученный фактор абляции ледников. Склоны, закрытые фирновыми полями, не могут быть нагреты выше 0°, но поверхность обнаженных скал и осыпей под лучами солнца может нагреться до 20—40° и выше. Д. Тиндаль, один из пионеров исследований ледников в Альпах, в 1860 г. отметил в солнечный день нагревание поверхности скалы над ледником до 42° (Д. Тиндаль, 1866). В оазисах Антарктиды поверхность горных пород может нагреваться до 25—30° (Авсюк, Марков, Шумский, 1956).

От нагретых склонов к ледниковой поверхности тепло передается прежде всего излучением, а также при помощи разнообразной воздушной циркуляции. Обычным и давно известным эффектом влияния нагретых склонов является снижение краевой части ледникового языка, более сильное с той стороны, где склон освещается солнцем. Часто наблюдающееся обнажение края ледникового языка (иногда на значительном протяжении) усиливает в известной степени общее стаивание ледника и уменьшает его размеры. Если обнаженные скалистые выступы поднимаются над поверхностью ледника где-либо в средней его части, то около них также замечается усиленное таяние ледниковой поверхности. Около нунатаков на ледниковых покровах образуется резкое снижение поверхности, кольцом окружающее скалу.

Важно подчеркнуть следующее общее положение. Вполне естественно, что в сложном ледниковом бассейне местами поднимаются обнаженные скалы и склоны с осыпями. Это не значит, что оледенение находится на ущербе. Но когда обнаженных каменных поверхностей становится слишком много, когда они становятся активным фактором теплового действия, то это уже означает нарушение соответствия между климатом, рельефом и оледенением.

Нагревание каменных склонов может иметь решающее значение в карах южной экспозиции, в особенности когда ледник занимает небольшую часть кара, и является условием для одностороннего (на одном склоне хребта) сохранения небольших ледников. Это обстоятельство описано разными авторами. Например, Г. К. Тушинский (1963, стр. 159) указывает на это по поводу небольших ледников Восточного Кавказа. О. М. Знаменская (1936, стр. 58) подчеркивает, что оледенение Богосского хребта сокращается особенно быстро на его юго-восточном, а не на северо-западном склоне.

На Катунском хребте (Алтай) к западу от Белухи и на северном и южном склонах располагаются каровые и долинно-каровые ледники (длиной до 2—2,5 км), заполняющие свои кары. Еще западнее при понижении хребта оледенение на северном склоне ослабевает постепенно, на южном обрывается сразу: каменная ниша кара, открытая на юг, нагревается столь сильно, что это приводит к ликвидации ледника (Тронов, 1949).

Таким образом, хотя нагревание склонов и не может быть, вообще говоря, причислено к главным источникам абляции, но все же оно может активно влиять на развитие ледников. На этом вопросе мы еще остановимся в дальнейшем.

ПРИМЕРЫ БАЛАНСА ЛЕДНИКОВ

Термин «баланс» здесь применяется в том понимании, какое укоренилось в метеорологии и климатологии. В понятие

«баланс ледника», идет ли речь о тепловом или вещественном балансе, включается сопоставление приходной и расходной частей баланса и в конечном итоге — установление знака баланса.

Две основные стороны баланса ледника — это приходо-расход энергии и приходо-расход вещества ледника. Между собой они, очевидно, связаны очень тесно. Измерения баланса, данные о балансе ледников — это краеугольный камень контакта между гидрологией, климатологией и гляциологией горных стран.

Можно отметить также два типа балансовых измерений еще с точки зрения их детальности и территориального распространения:

1) точные исследования баланса ледников в разных типичных условиях (климат, абсолютная высота, экспозиция и др.) для выяснения общих закономерностей его изменений; при этом, очевидно, необходим учет не только «главных», но и «второстепенных» факторов, иначе была бы невозможна критическая оценка полученных данных;

2) определения суммарного баланса ледников на основе имеющихся хороших карт ледников и достаточного числа точек измерений.

В настоящее время есть полная возможность осуществления как той, так и другой стороны исследования и имеется ряд данных того и другого рода. Однако мало материалов для обоснования многолетних средних балансовых показателей. Приведем несколько примеров баланса ледников.

Г. Хойнкесом (1952, 1953, 1955) опубликованы данные наблюдений на ледниках в Эцтальских Альпах. На леднике Фернагтфернер наблюдения производились с 20 по 31 августа, всего 214 часов, причем преобладала ясная и теплая погода. Квадратный сантиметр открытой почти горизонтальной площадки ледника на высоте 2973 м получил за дневное время 3328 кал. от солнечной радиации; излучение в ночное время составило всего лишь 111 кал. Приход тепла из воздуха, т. е. путем конвекции, составил 363 кал. в дневное время и 354 кал. в ночное время. Процессы конденсации и испарения были развиты слабо: конденсация дала 138 кал., на испарение затрачено 104 кал. Дождь дал только 10 кал. Общий приход тепла составил 3978 кал/см². Абляция, вычисленная по этим данным, должна составить 498,8 мм слоя воды. Очень точные измерения дали фактическую величину абляции, которая оказалась равной 510,7 мм. Такой результат показывает надежность методики наблюдений.

Приведем еще некоторые данные о балансе ледника Хинтерейсфернер за период с 1952 по 1961 г. (Г. Хойнкес, Р. Рудольф, 1962, 1964). Площадь ледника 10 кв. км. Снеговая линия (линия старого снега) изменялась почти на 300 м. В 1954-55 г. положение ее было самое низкое — 2830 м. Площадь аккумуляции была

7,57 кв. км, абляции 2,58 кв. км, баланс за год составил 0,77 млн. куб. м воды. В 1957-58 г. при высоте снеговой линии 3120 м площадь аккумуляции была 3,49 кв. км, абляции 6,53 кв. км, баланс составлял 9,83 млн. куб. м. Средний за 10 лет баланс равен 3,60 млн. куб. м, т. е. ледник постепенно теряет массу.

У системы ледника Федченко за гидрологический год с октября 1958 г. до октября 1959 г. общий приход вещества в пересчете на воду составил 0,76 куб. км, общий расход — 0,70 куб. км (Лесник и Насыров, 1962). Баланс оказался положительным, и «около 8% выпавших осадков в фирновой области осталось в ледниковой системе на следующий год» (Лесник и Насыров, 1962, стр. 190). Если, однако, рассмотреть период времени с 1928 по 1958 г., т. е. за 30 лет, то окажется, что ледник Федченко в среднем ежегодно терял 0,02 куб. км воды.

Для ледника № 31 на хребте Сунтар-Хаята получены следующие данные (Корейша, 1963):

Год	Аккумуляция (млн. т)	Абляция (млн. т)	Баланс (млн. т)
1957	0,280	0,708	—0,428
1958	0,475	0,330	0,145
1959	0,180	1,2	—1,02

Представляют интерес очень большие колебания режима ледника № 31 из года в год. Заметим, что этот ледник сравнительно небольшой — его площадь 3,2 кв. км. Он находится, как указывалось выше, в условиях очень сурового континентального климата с коротким абляционным периодом; здесь, так сказать, на счету каждый теплый день.

Ледник Малый Актру на Алтае имеет площадь 2,9 кв. км, но вертикальная протяженность его велика: от 2240 до 3700 м, т. е. почти 1500 м. В 1961 г. (по Окишеву, 1964) объем аккумуляции в фирновой зоне составил в пересчете на воду 957 тыс. куб. м, величина абляции — 1366 куб. м; общая потеря вещества достигла 409 тыс. куб. м. Интересно еще отметить, что годичный перенос льда из области фирна в нижнюю долину, определенный по данным о скорости движения и по мощности льда, составил 628 тыс. куб. м. Это значит, что в области фирна, несмотря на общее сокращение ледника, в 1961 г. все же наблюдалась прибыль вещества. Режим здесь менее неустойчив, чем на ледниках Сунтар-Хаята, в силу большой вертикальной протяженности ледника: при любых возможных колебаниях высоты снеговой линии наверху остается большая нетронутая область аккумуляции.

Много данных о балансе ледников Северной Атлантики приведено в известной работе Г. Альмана «Гляциологические

исследования на берегах Северной Атлантики» (1948, русский перевод 1962). Приведем примеры из этой работы.

Ледник Хоффельсйокуль в Исландии в 1935-36 г. получил всего 643 млн. куб. м воды, а потерял 1007 млн. куб. м (в твердом виде); снеговая линия была на высоте 1200 м. В 1936-37 г. при высоте снеговой линии 1000 м ледник получил 795 млн. куб. м, а потерял 504 млн. куб. м. В 1937-38 г. ледник получил 559 млн. куб. м, а потерял 670 млн. куб. м. Баланс ледника также явно не уравновешен. Хотя в один год наблюдений приход ледника оказался больше расхода, но за три года ледник потерял много больше вещества, чем получил. Так с балансовыми данными связываются точные численные характеристики процессов сокращения или же, наоборот, разрастания ледника.

Исключительный интерес представляет оценка вещественного баланса Антарктиды. Приведем один из расчетов этого баланса, осуществленный в статье Л. Д. Долгушина, С. А. Евтеева и В. М. Котлякова (1964).

Авторы приходят к выводу о вероятном превышении прихода вещества в Антарктиде над расходом льда примерно на 600 куб. км воды в год. К. С. Лосев (1963), ссылаясь также на ряд авторов, проходит к противоположному выводу: вероятная величина расхода льда 2250 куб. км, вероятный приход 1850 куб. км. В «Очерках гляциологии» (1963) С. В. Калесник подчеркивает следующее принципиально важное обстоятельство: если бы Антарктида имела ежегодный более или менее значительный прирост вещества, то наблюдалось бы понижение уровня Мирового океана. Между тем за последние 50—80 лет этот уровень поднимается в среднем на 1,18 мм в год. Этот вопрос все еще остается открытым.

А. Бауэр (1955) приводит данные о балансе Гренландского ледника. Общий годовой приход вещества составляет 446 куб. км, расход таянием — 315 куб. км, айсбергами — 215 куб. км, всего 530 куб. км. Общий баланс, вероятно, отрицателен.

ПОНЯТИЕ ОБ ЭНЕРГИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Годичные объемы аккумуляции и абляции, отнесенные к единице ледниковой поверхности, весьма различны. Иначе говоря, интенсивность кругооборота воды, осуществляемого ледником, может быть и очень большой и малой. Отсюда возникает представление об энергии оледенения, которое в общей форме было сформулировано С. В. Калесником (1934) и затем подробно разработано П. А. Шумским (1947).

Если подниматься вверх по леднику, то с высотой ослабевается таяние и увеличивается количество выпадающих твердых осадков. На рис. 67 приведены (по Шумскому, 1947, стр. 23) кривые, изображающие изменения с высотой величин абляции и

аккумуляции на некоторых ледниках. Точка пересечения каждой пары кривых соответствует равенству аккумуляции и абляции; ее ордината — это высота фирновой линии, абсцисса — слой снегонакопления — снеготаяния в зоне снеговой границы. Как показывают кривые, Ронский ледник характеризуется куда более интенсивным влагооборотом чем ледники Шпицбергена.

По П. А. Шумскому (1947, стр. 12), энергией оледенения называется «увеличение годового прироста вещества с высотой». Этот прирост складывается из увеличения аккумуляции и уменьшения абляции. В буквенном выражении, как у П. А. Шумского, это запишется так:

$$E = n_{ак} + n_{аб} \text{ мм/м},$$

где E — энергия оледенения; $n_{ак}$ и $n_{аб}$ — соответственно градиенты увеличения аккумуляции и уменьшения абляции с высотой, рассчитанные в миллиметрах на 1 м изменения высоты над фирновой линией. П. А. Шумский (1947, стр. 13) приводит следующие величины оледенения: Северо-Восточная Земля 0,5 мм/м, ледник 14-го июля 1,9, ледник Ватнайокуль 6,5—7,6, Ронский ледник 12,4, Хинтерейсфернер 15,8 мм/м, район Кингс-Бея 3,25 мм/м.

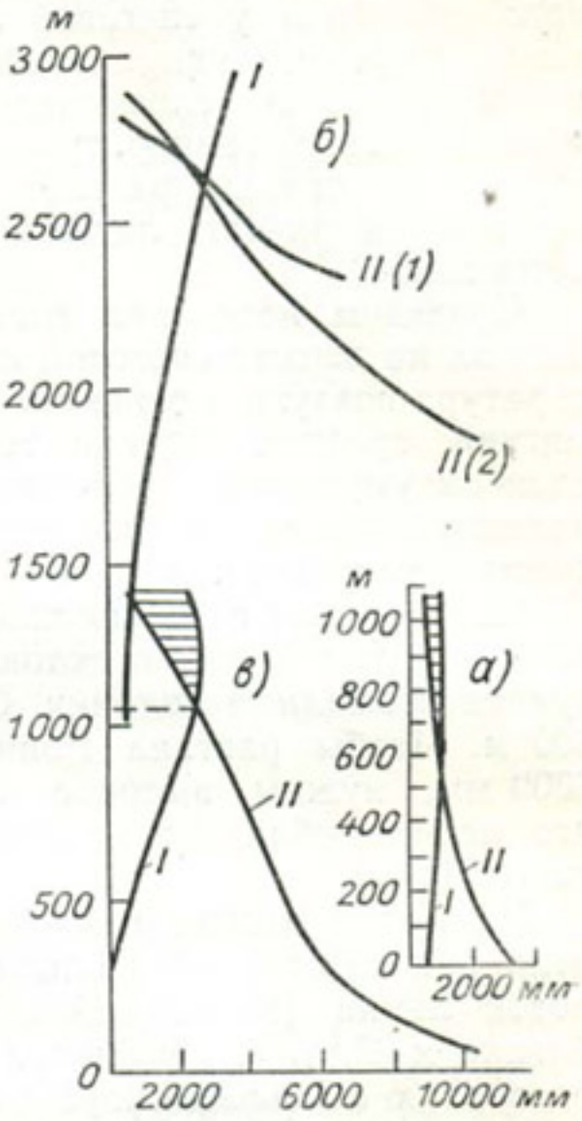


Рис. 67. Кривые аккумуляции (*I*) и абляции (*II*) для случаев большей или меньшей энергии оледенения (по П. А. Шумскому).

а — ледник 14-го июля, Шпицберген, E=1,9 мм/м; *б* — Швейцария. *1* — ледник Хинтерейсфернер, E=15,8 мм/м, *2* — Ронский ледник, E=12,4 мм/м; *в* — ледник Ватнайокуль, Исландия, E=6,5÷7,5 мм/м.

Величина E, очевидно, будет тем больше, чем быстрее изменяется расстояние между кривыми, если брать ординаты выше или ниже. Исходной в этом отношении точкой, наиболее характерной для оценки энергии оледенения, безусловно является точка пересечения кривых, соответствующая фирновой линии. Обилием или, наоборот, скудностью выпадающих здесь осадков определяется в первую очередь энергия оледенения. На рис. 67 это выражается в том, что точка пересечения кривых при малой интенсивности процессов аккумуляции — абляции находится близко к оси ординат, а при

увеличении интенсивности она отодвигается влево. Вместе с тем, вообще говоря, становятся больше и углы наклона кривых аккумуляции и абляции к оси ординат.

Энергия оледенения связана, очевидно, и с температурным режимом ледников. Если выпадает много снега, то для его полного стаивания у снеговой линии нужны достаточно высокие температуры воздуха, значительно выше 0°. При наличии лишь малого годичного слоя снега у снеговой линии, очевидно, возможны летние температуры немного выше 0°. В противном случае не только растает слой зимнего снега, но начнет таять и поверхность ледника под ним; снеговая линия отодвинется выше.

Приведем несколько типичных примеров. В Швейцарских Альпах на высоте снеговой линии, равной 2700 м, средняя температура воздуха в июле около 5°. Климат вообще сравнительно мягкий, средняя годовая температура около —2°. Мощность слоя аккумуляции — абляции достигает 3000 мм. Энергия оледенения велика, так как выше снеговой линии абляция очень быстро ослабевает.

Еще большее снегонакопление и еще бóльшая энергия оледенения наблюдаются на склонах Аляскинского хребта, где образуются громадные ледники. Снеговая линия опущена низко, до 800 м. Чтобы растаял мощный слой снега с запасом воды 6000 мм, нужны высокие температуры воздуха, тем более что велика облачность. Средние температуры в июле достигают 10°.

На Алтае климат континентальный, хотя и не в такой степени, как в Восточной Сибири. В бассейне Актру на уровне фирновой линии (высота 2950 м) температура воздуха в июле близка к 4°, т. е. ненамного ниже, чем в Альпах. Но лето по сравнению с Альпами короче и слой аккумуляции — абляции составляет лишь 1000—1200 мм.

В горах Сунтар-Хаята по наблюдениям на леднике № 31 выравнивание слоев аккумуляции — абляции имеет место на уровне 2320 м, где эти слои составляют около 450 мм, а средняя июльская температура близка к 3,3°. Энергия оледенения, как пишет М. М. Корейша (1963, стр. 61), «очень мала, она составляется из 3 мм/м — градиента аккумуляции — и 2 мм/м — градиента абляции». Малая активность ледников связывается со сравнительно небольшим количеством осадков и коротким периодом абляции.

Энергией оледенения не определяется пространственное развитие ледников. Но она является показателем разносторонней активности ледников, в частности гидрологической и геоморфологической. Величина энергии оледенения обусловливается в первую очередь общим климатическим фоном, причем она

связывается не с высотой расположения, а со свойствами хионосферы. Но, кроме того, условия и объем как снегонакопления, так и таяния снега, фирна и льда в большой мере зависят от конкретной обстановки залегания каждого ледника.

Несмотря на различные возможности использования, показатель в виде величины энергии оледенения не вошел в широкую практику гляциологии. Происходит это, надо полагать, по той причине, что показатель в виде аккумуляции — абляции в зоне фирновой линии, не требующий особых вычислений, также характеризует активность ледников. Кроме того, в качестве показателя этой активности может быть предложена (О. П. Щеглова, 1952) следующая приближенная формула, основанная на данных об абляции ледниковых языков:

$$E = \frac{B}{\Delta H},$$

где B — слой стаивания на высоте H, а ΔH — разность между высотами створа измерения абляции и снеговой линии. Нетрудно видеть, что в этой формуле значение энергии оледенения совпадает с величиной высотного градиента абляции, очень важной в вопросах гляциогидрологии.

Весьма целесообразным кажется предложенный Ла Шапеллем (1962, стр. 294) показатель в виде

$$E = \frac{db}{dz},$$

где dz — изменение высоты, а db — соответственное изменение вещественного баланса ледниковой поверхности. С. В. Калесник (1963, стр. 329) указывает, что таким способом энергия оледенения выражается через вертикальный градиент баланса вещества, причем не только вблизи фирновой границы, но на всем леднике.

Надо заметить, что вообще энергия протекания ледниковых процессов может быть охарактеризована с разных точек зрения. Широкое значение имеет в этом смысле простейший, но практически труднонаходимый показатель в виде модуля стока с территории, занятой ледником. Одна только величина — вертикальная протяженность ледника — уже характеризует энергию ледникового процесса. Если конец ледника, спускающегося с самого высокого уровня, находится в области леса, то такой ледник неизбежно будет обладать повышенными показателями энергии оледенения. С другой стороны, ледник, существующий благодаря обильному навеванию снега в кар, также весьма активен в разных отношениях. Весь вопрос требует дальнейшей разработки.

ТЕМПЕРАТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ ЛЕДНИКОВ И ТИПЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Тепловое состояние толщи ледников имеет разностороннее значение. Зимний «запас холода» в верхних слоях толщи ледника, весьма различный в зависимости от климатических условий, в некоторой мере задерживает и ослабляет таяние ледника. Кроме того, в условиях очень суровых климатов лед ледников имеет отрицательную температуру до больших глубин. Сухой и жесткий лед обладает малой пластичностью, уменьшенной способностью движения, и это благоприятствует нарастанию ледников (ледниковых покровов). Если же температура толщи ледника 0° (или чуть ниже в соответствии с точкой плавления льда при увеличении давления) [1], если в его трещинах и порах имеется жидкая вода, то такой ледник движется быстрее; у него скорее разгружается фирновая область и массы льда быстрее перемещаются в область интенсивного таяния. Скорость и сама возможность скольжения ледника по каменному ложу зависят от того, находятся ли донные слои льда в талом или в промерзшем состоянии. Все это очень важно для решения основных вопросов эволюции как современного, так и древнего оледенения.

Кроме того, по температуре глубинных слоев льда мощных ледников можно судить о колебаниях климата. Приведем еще такое общее соображение. Самое разностороннее значение имеет изучение физики льда как горной породы, в частности, при очень низких температурах. Мощные скопления льда представляют собой природные лаборатории для его изучения, но только оборудование их сопряжено с трудностями. Изучением теплового состояния ледников с давних времен занимались многие ученые, в том числе Л. Агасиц, П. А. Кропоткин, Ф. Форель и др. Однако измерения температуры ледников на больших глубинах чрезвычайно затруднительны, и надежных данных было получено недостаточно для проверки теоретических положений. Уточненные исследования в последнее время проводятся в разных странах, в особенности начиная с Международного геофизического года. Однако и сейчас действительно глубинных измерений температуры льда очень мало.

Суточные колебания температуры могут проникать примерно до глубины 1 м, а годовые — до 16 м. Ниже располагается слой постоянной температуры, либо нулевой, либо отрицательной, и от него начинается глубинная часть ледника. Как меняется температура с глубиной здесь? Возможны разные случаи: а) если на верхней границе температура равна 0°, то и в дальнейшем, вплоть до дна, она держится у точки плавления льда, т. е. чуть понижается с глубиной; б) если на верхней границе температура

[1] На глубине 150 м точка плавления льда около —0,1°.

отрицательная (близкая к средней годовой температуре на поверхности льда), то с глубиной она несколько повышается под влиянием внутреннего тепла Земли, а также движения и трения. В этом случае возможны два варианта, зависящие от степени суровости климата и мощности ледника: либо ледник оказывается промерзшим до дна, либо на некоторой глубине достигается точка плавления льда и затем такая температура держится до дна.

Фактические данные о температуре в толще ледников постепенно накапливаются. В табл. 24 приведены некоторые данные о температуре в толще глетчеров, взятые из таблицы, составленной Г. А. Авсюком (1955, стр. 16).

Таблица 24

Исследователь	Годы измерений	Название ледника	Максимальная глубина, на которой велись измерения (м)	Температура (град.) в глубинной части льда
		Альпы		
Агассиц	1841—1842	Нижне-Аарский	60	0
Гесс	1895, 1902	Хинтерейсфернер	148	0
		Гренландия		
Виктор и Кайё	1950	Центральная Гренландия	125	—28
		Антарктика		
Шатт	1949—1952	Земля Королевы Мод	100	от —17,5 до —40
		Шпицберген		
Свердруп	1934	Ледник 14-го июля	15	0
		Аляска		
Шарп и Вуд	1948—1950	Верхне-Севардский	62,5	0
		Баффинова Земля		
Бэрд и Уард	1950	Барнес	9,2	—10,7
		Тянь-Шань		
Авсюк	1948—1950	Карабаткак	23	—1,6

Во всех случаях, указанных в табл. 24, температура поверхностных слоев льда была нулевой летом и отрицательной в холодный период года.

В последние годы, особенно в связи с МГГ, появилось довольно много новых фактических данных о температурном режиме в толще ледников. Вот некоторые примеры.

На Центральном Туюксуйском леднике в Заилийском Алатау (по Вилесову, 1961) во льду на глубине 0,5 м средние месячные температуры в 1958—1959 гг. изменялись от —7,6 до —0,4°. На глубине 40 м была постоянная температура —0,9°.

На Талдуринском леднике на Алтае летом на глубине 11 м у конца ледника измерена температура —0,5°, а выше по леднику —0,55 и —2,9° (Кравцов, 1960).

В северо-западной части Гренландии на высоте 2134 м в 1956—1957 гг. температура в скважине на глубине 400 м оказалась равной —25,42°. Температура с глубиной несколько понижалась, а не повышалась (Калесник, 1963). Известный французский гляциолог А. Бауэр (1956) считает, что Гренландский ледник является холодным во всей толще и даже у дна не имеет нулевой температуры.

В Антарктиде близ станции Берд на глубине 300 м измерена температура —28,6°, т. е. такая же, как на поверхности (Векслер, 1959). Устойчивое понижение температуры отмечено на глубине 45 м.

Таким образом, в странах с морским и полуморским климатом вся толща ледников, за исключением небольшого слоя зимнего промерзания, находится на точке плавления льда; этим в определенной мере облегчается движение льда. Льды Антарктиды и Гренландии, наоборот, характеризуются крайне низкими отрицательными температурами, причем особому исследованию подлежит случай понижения температуры с глубиной. Ледники в континентальных климатах средних широт ниже слоя сезонных воздействий имеют весьма умеренные отрицательные температуры. Это еще раз свидетельствует о том, что в высокогорных условиях континентальность климата смягчается. Нетрудно видеть, что все эти фактические данные и вытекающие из них выводы важны не только для понимания режима и особенностей современных ледников, но также и для обоснования тех или иных представлений об эволюции древних оледенений.

Можно указать на следующие основные факторы, от которых зависит температурный режим ледников (по Авсюку, 1955, 1956):

1) внешние температурные и радиационные условия;

2) количество твердых осадков, особенности их аккумуляции и процессы дальнейшей метаморфозы снега и льда (процессы льдообразования);

3) количество талых вод, проникающих в толщу фирна и льда, степень и глубина проницаемости ледниковых толщ для этих вод;

4) перепад высот в пределах движущейся части льда ледников;

5) характер течения льда в том или ином глетчере.

Первые три из этих факторов определяются общими климатическими условиями и, следовательно, подчиняются зональной закономерности. Это отражено и в указанном выше делении ледников по Г. Альману. Последние два фактора являются азональными.

Влияние перепада высот в пределах залегания ледников, т. е. энергии падения масс льда, может быть оценено, хотя и приближенно. Эта энергия, значительно больше у горных ледников, меньше у покровных, в особенности если делать расчет на единицу расстояния.

Как известно, при падении тел работа силы тяжести выражается произведением Mgh, где M — масса, g — ускорение силы тяжести, h — высота падения. Перехода работы в кинетическую энергию в данном случае практически нет.

Можно считать, что вся энергия перемещения вниз масс льда расходуется на преодоление внутреннего и внешнего трения, а в конечном итоге на некоторое нагревание масс льда и таяние некоторого количества льда. Выше в разделе о разных видах абляции было указано, что внутреннее и подледниковое таяние по величине не может сравниться с поверхностным таянием. Однако влияние движения льда на температурный режим может быть значительным.

На леднике Иныльчек перепад высот в пределах движущегося льда достигает 3000—3500 м. Нетрудно подсчитать, что в подобном случае повышение температуры льда за счет его движения может достигать 14°; с учетом фактической затраты тепла на таяние эта величина может быть раза в два меньше. У ледникового покрова Гренландии высота падения масс льда от внутренних районов к краям также приближается к 3000 м, и это также приводит к повышению температуры льда в краевых частях покрова. Г. А. Авсюк (1955) считает, что у ледников с перепадом высот 1000—1500 м повышение температуры льда за счет движения может составить 2,5—3,5°.

Солнечная радиация по отношению к тепловому режиму глетчерного льда должна рассматриваться как фактор наружного действия. Это хорошо показывается специальными измерениями экспедиции Ленинградского университета на леднике Федченко в 1957 г. Ниже приведены данные о проникновении солнечной радиации в снег и лед (по Кароль, 1960, стр. 155):

	Снег			Лед		
Глубина (см) . .	3	10	55	13	60	130
Прохождение радиации (%) . .	8,07	2,15	0,80	2,72	0,82	0,41

Б. П. Кароль указывает, что эти данные удовлетворительно согласуются с данными других авторов.

Таким образом, на глубину 1 м проникает меньше 0,5% радиации. Вместе с тем влияние радиационного тепла и теплообмена с воздухом не ограничивается только прямым нагреванием и охлаждением верхних слоев ледника. Большое значение имеют талые воды. Если поверхностные слои ледника водопроницаемы (фирн или трещиноватый лед) и если талых вод много, то они оказывают очень большое, даже главное влияние на тепловое состояние ледника. Сначала талые воды пропитывают слои фирна и, замерзая сами, нагревают их до 0°. Если хватает запаса тепла (главным образом скрытой теплоты плавления), то влияние талых вод может распространиться гораздо глубже обычной границы активного верхнего слоя льда. Таким образом, проникновение талых вод в толщу ледника способствует распространению в ней нулевых температур.

Но может быть и так, что фирн сильно пропитывается водой и затем образуются плотные непроницаемые обледенелые поверхностные слои. При таких условиях льдообразования талые воды даже в период сильного таяния не проникают в глубину, а стекают по поверхности ледника. Талые воды в этом случае не оказывают сколько-нибудь значительного влияния на температурное состояние всей толщи ледника. Отсюда вытекает, что режим выпадения и таяния осадков на поверхности ледника может вместе с тем существенно влиять на температурный режим его толщи.

Согласно воззрениям П. А. Шумского, к которым присоединяется Г. А. Авсюк (1955, стр. 20) и другие авторы, в природе существуют три главных типа образования на материках льда из твердых атмосферных осадков, а именно: 1) рекристаллизационный, 2) инфильтрационный, 3) конжеляционный.

Первый тип процесса представляет собой образование льда без помощи таяния, путем перекристаллизации твердых осадков.

Второй тип — это образование льда путем пропитывания талыми водами нерастаявших твердых осадков и последующего замерзания всей массы.

Наконец, конжеляционное образование льда заключается в полном плавлении твердых осадков и последующем замерзании талой воды.

Учитывая наличие переходных случаев, можно применительно к ледникам выделить пять основных типов образования льда. Соответственно получается и пять типичных случаев температурного состояния ледников.

1. Рекристаллизационный тип льдообразования; сухой полярный тип теплового состояния ледника. Мороз господствует постоянно, в суточном и годовом ходе темпе-

ратура поверхности ледника не поднимается выше 0°. Таяние практически отсутствует. Осадки выпадают только в твердом виде; накапливаясь и слеживаясь, они в конце концов превращаются в лед.

В толще ледника формируется «холодный режим температур».

Колебания температуры заметны до глубины примерно 20 м, и здесь устанавливается постоянная температура. Эта температура, так же как температура поверхности ледника, ниже температуры воздуха. Причина заключается в большой отражательной способности полярных ледников при наличии также интенсивного излучения их поверхности.

Сухой полярный тип, свойственный всему ледниковому щиту Антарктиды и почти всему Гренландскому щиту (кроме окраинных частей), связывается с климатом вечного мороза. Кроме Антарктиды и Гренландии, он наблюдается (частично) на островах Антарктики и Арктики, например в верхних частях Новой Земли и Северо-Восточной Земли (архипелаг Шпицберген). У горных ледников средних и низких широт этот температурный тип также встречается, но, очевидно, не на всем протяжении ледников, а на самых высоких уровнях; например, в Каракоруме он наблюдается на высоте 6000—7000 м. На более низких уровнях этот тип, очевидно, должен заменяться другим, в формировании которого принимают участие не только отрицательные, но и положительные температуры.

2. Рекристаллизационно-инфильтрационный тип льдообразования; влажный полярный тип распределения температуры. Температура воздуха иногда бывает выше 0°, хотя средние месячные температуры воздуха могут оставаться отрицательными. Все же часть твердых осадков подвергается таянию. Возможно иногда и выпадение жидких осадков. Роль талых вод обычно очень незначительна; они пропитывают снег лишь у самой поверхности и, замерзая, образуют тонкие корочки льда толщиной всего в несколько миллиметров. Распределение температуры и ее средние значения в толще льда остаются аналогичными предыдущему, т. е. сухому полярному типу. Для ледников этот тип не имеет самостоятельного значения и образуется как тип, сопутствующий сухому полярному типу на окраинных частях ледниковых щитов и в горных районах на несколько сниженных уровнях.

3. Холодный инфильтрационный тип льдообразования; холодный тип распределения температуры. Вследствие более высоких температур таяние развивается сильнее, чем в предыдущем случае, а вместе с тем снег и лед содержат меньший запас холода. Талые воды могут пропитывать значительные толщи снега.

Однако для холодного инфильтрационного типа характерно

то, что поверхностные талые воды не дают стока, полностью затрачиваясь на инфильтрационное уплотнение и льдообразование в пределах верхнего активного слоя. Чтобы имел место именно этот тип льдообразования, но чтобы талые воды не проникали в более глубокие слои, необходимо некоторое ограниченное количество талых вод и жидких осадков. По расчетам П. А. Шумского, это количество должно быть достаточным для смачивания годового слоя снега, но не должно превышать примерно 0,4 количества отлагающихся твердых осадков.

Температурные характеристики толщи льда при этом типе существенно различны на разных глубинах. До глубины проникновения талых вод распространяется поверхностная зона, где в теплый период температура равна 0°, а в холодный период она отрицательна. Ниже, в средней зоне, до нижней границы активного слоя имеют место колебания температуры, но лишь в пределах отрицательных их значений. Еще ниже, в пределах глубинной зоны, температура колебаний не испытывает. Средняя температура льда в активном слое отрицательна, но выше температуры воздуха благодаря отепляющему действию талых вод.

Холодный тип распределения температуры наблюдается у ледников на островах Антарктики и Арктики, но на менее высоких уровнях, чем сухой полярный тип. Он появляется также на ледяных куполах Исландии на наиболее высоких уровнях. У горных ледников умеренных широт этот тип встречается в качестве переходного на некоторых отрезках ниже участков с полярным типом, но все же в фирновых областях.

4. Теплый инфильтрационный тип льдообразования; морской тип распределения температуры. Этими терминами обозначаются процессы льдообразования и теплообмена в ледниковой толще, которые имеют место при сравнительно мягких климатических условиях, при наличии относительно небольших зимних морозов и относительно теплого лета. В холодный период года верхний активный слой ледника промерзает на глубину 10—20 м. Талые воды в летний период настолько обильны, что:

1) полностью пропитывают зимние слои снега, что способствует при последующем замерзании быстрому образованию льда;

2) прогревают до 0° весь промерзающий за зиму слой, так что глубже его вообще не встречаются температуры ниже точки плавления льда;

3) проникают по трещинам в толщу ледника глубже активного слоя, вплоть до самого дна, включаясь в подледниковый слой воды. Сток избыточных талых вод из фирновой области ледника как по ледниковому ложу, так и по поверхности плотного льда является вообще характерным признаком этого типа.

Общее распределение температуры таково. Летом вся толща ледника имеет нулевую температуру, точнее, температуру плавления льда (при соответствующем давлении). Зимой только верхние горизонты имеют отрицательную температуру, повышающуюся книзу до 0° у границы активного слоя (10—20 м), а еще глубже сохраняется нулевая постоянная температура, та же, что и летом.

Морской тип температурного режима наблюдается как главный в умеренном поясе у ледников Швейцарии, Скандинавии, Аляски (тихоокеанское побережье) и других стран, где ослаблены континентальные черты климата. Он переходит в субтропики и тропики на южных склонах Кавказа, в Новой Зеландии. Каракоруме, Гималаях. Ледниковым куполом Исландии (особенно южной части) этот тип свойствен почти на всем их вертикальном протяжении. Но в странах с континентальным климатом тип температурного режима иной.

5. Инфильтрационно-конжеляционный тип льдообразования; континентальный тип температурного режима. Определяющие черты климата таковы: суровые зимы, относительно небольшие положительные температуры летом, интенсивная солнечная радиация, отрицательные средние годовые температуры, сравнительно небольшое количество осадков. Талые воды образуются в значительном количестве, они насыщают всё утончающиеся слои зимнего снега, а к осени образуется новый слой льда. Большая плотность верхних слоев льда приводит к тому, что сток почти только поверхностный, кроме нижних частей ледников. Талыми водами активный слой льда прогревается далеко не на всю глубину, так что на нижней его границе устанавливается отрицательная температура, связанная с низкими годовыми температурами на поверхности ледника.

По температурному признаку толща ледника может быть разделена на три зоны:

1) верхняя, или поверхностная, зона до глубины 5—10 м, зимой она сильно охлаждается, летом прогревается до 0°;

2) средняя зона до глубины 15—20 м, т. е. до границы активного слоя; здесь имеют место сезонные изменения температуры, но лишь в пределах отрицательных значений и при незначительной амплитуде;

3) глубинная (вплоть до дна ледника) зона с не меняющейся в течение года температурой, отрицательной во всей толще, если только не очень велика мощность льда.

Такой тип температурного режима свойствен ледниковым странам с континентальным климатом, как-то: Тянь-Шань, Памир, Алтай, ледникам в истоках реки Индигирки и др., но он свойствен также и некоторым ледникам в Арктике.

Из описанных выше типов температурных режимов ледников

основное значение имеют три типа: сухой полярный, морской и континентальный. Первый связывается с крайне суровым климатом вечного мороза, который сам формируется либо под охлаждающим воздействием ледниковых покровов, либо на очень высоких уровнях. Второй и третий типы определяются океаническими или континентальными свойствами климата.

В связи с очень большим вертикальным протяжением, которое подчас имеют ледники в странах с умеренным или теплым климатом, а также в связи с таянием или подтаиванием снега под лучами солнца на высоких уровнях могут возникать различные переходные случаи льдообразования. Т. В. Псарева (1964, стр. 84) на южном склоне Эльбруса выделяет следующие зоны льдообразования: «1) на высоте 5300 м, в седловине между вершинами Эльбруса, и на самых верхних участках склона — холодная фирновая зона с рекристаллизационным типом льдообразования; 2) от 4300 до 3700 м — теплая фирновая зона с инфильтрационно-рекристаллизационным типом льдообразования; Е. Н. Цыкин делит эту зону на две: а) от 4000 до 3800 м — теплая фирновая зона и б) от 3800 до 3700 м — фирново-ледяная; 3) по границе теплой фирновой зоны в виде узкой полосы и на участке склона у Приюта Одиннадцати (до 4000 м) — инфильтрационно-конжеляционная зона с ледяным питанием; 4) ниже 3700 м — область абляции».

Особо следует подчеркнуть гидрологическое значение некоторых зон льдообразования. Выше уже упоминалось о ручье Водопадном в бассейне реки Актру на Алтае. Он вытекает из ледника типа плоских вершин. Площадь ледника около 0,8 кв. км, нижний конец ледника располагается на высоте 3200 м, верхний — 3600 м. Летом дневной расход воды в ручье составляет около 0,5 м^3/сек. Ледник дает воду только днем, частично с небольшого открытого языка, частично при помощи многочисленных ручейков, стекающих с самой вершины по поверхности льда под тонким слоем фирна. Очевидно, что в общей гляциогидрологической характеристике бассейна Актру нельзя пренебрегать ролью этого ледника. Это еще очень интересный пример контакта между гидрологией, климатологией и гляциологией горных стран.

О КЛИМАТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ЛЕДНИКОВ

Общепринятой классификации ледников, основанной на их связях с климатом, в настоящее время не существует.

М. Лагалли (1932) предложил подразделить ледники на теплые, переходные и холодные. Г. Альман (1933, 1948) различает два основных типа ледников: ледники стран умеренного климата и полярные ледники. Он предложил также

подразделить ледники по динамическому признаку на две группы: ледники активные и ледники неактивные. Степень активности ледника определяется интенсивностью того влагооборота, который осуществляется ледником.

Эти лишь намеченные классификации ледников, основанные на их физических свойствах, могут быть названы геофизическими. Изложенная выше типизация ледников по Г. А. Авсюку намного детальнее и подробнее и может рассматриваться как классификация ледников. С. В. Калесник (1963, стр. 181) указывает, что классификация Г. А. Авсюка является не только геофизической, но и географической, так как «распределение температуры в леднике обусловлено сочетанием физико-географических факторов, в основном климатических».

П. А. Шумский (1947) предложил использовать для целей гляциологии деление климатов Земли на пять поясов (полярный, субполярный, умеренный, субтропический, тропический) и выделение в каждом поясе четырех типов климатов (океанический, субокеанический, субконтинентальный, континентальный). Каждое сочетание климатического пояса и типа климата характеризуется определенными тенденциями в отношении высоты снеговой границы, энергии оледенения, величины аккумуляции и абляции.

Л. Ллибутри (1956) предложил, по существу, аналогичное гляциоклиматическое районирование Земли, конкретизировав его на примерах ледников отдельных стран. Выделяются следующие типы ледников: 1) экваториальный, 2) тропический, или гималайский, 3) субтропический и туркестанский, 4) тип ледников умеренного климата, 5) тип ледников влажного субполярного климата, 6) тип ледников сухого субполярного климата, 7) полярный тип (материковый лед) и 8) шельфовые льды.

Надо отметить следующее: морфологическая классификация ледников, пусть с теми или иными вариантами, давно получила признание. Этого нельзя сказать про попытки классификации климата. Вопрос о классификации ледников, практически целесообразно отражающий связи между климатом и свойствами ледников, нельзя считать решенным. Трудность прежде всего заключается в том, что крупный горный ледник может иметь очень большое вертикальное протяжение, связываясь тем самым с разными типами климата. Не предлагая здесь нового варианта классификации, подчеркнем все же, что классификация ледников на климатической основе должна быть одновременно гидрологической, иначе она теряет практическую направленность. Должен быть использован признак в виде величины модуля стока с ледника. Пусть таких данных пока мало, но оценка модуля стока должна быть обязательной программной характеристикой всех ледников. Хороший опыт

в этом отношении имеется: это в первую очередь работы Н. Н. Пальгова и его сотрудников в Заилийском и Джунгарском Алатау.

*

* *

В этой главе рассмотрены различные стороны климатического режима ледников. Логическим завершением главы было бы изложение вопроса о гляциоклиматических показателях, т. е. о таких показателях, по возможности численных, которые являются одновременно и климатическими и гляциологическими. Но они вместе с тем должны удовлетворять следующему требованию: эти показатели должны быть полезными в смысле выяснения причин и условий наступания или отступания ледников. Поэтому вопрос о гляциоклиматических показателях целесообразно перенести в следующую главу, посвященную проблеме изменений и колебаний ледников.

Глава четвертая

ИЗМЕНЕНИЯ И КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Ледник испытывает непрерывные изменения. Так, например, состояние ледника неодинаково летом и зимой; оно меняется и в течение одного сезона по причине изменения погоды, вследствие чередования дневного и ночного режима и т. д. В литературе недостаточно подчеркиваются изменения состояния ледника, которые происходят по причине постепенного накопления эффекта абляции, а также под влиянием летних снегопадов. Но если ледник в течение года или нескольких лет подряд получает из атмосферы столько же воды в твердом виде, сколько теряет путем абляции, то такое состояние ледника, несмотря на происходящие с ним изменения, называют стационарным. Летняя потеря снега и льда целиком восстанавливается в холодное время года, и потому такой ледник в общем из года в год сохраняет свои размеры.

Учитывая подразделения ледника на две части, т. е. на область питания (фирновый бассейн) и область таяния (ледниковый язык), можно сказать несколько иначе: стационарный ледник характеризуется тем, что ежегодное стаивание ледникового языка уравновешивается ежегодным накоплением твердых осадков в фирновой области ледника. При этом избыток вещества из фирновой области неизбежно поступает (перетекает) в область таяния благодаря движению ледника.

Однако вследствие постоянных изменений и колебаний климата стационарное состояние ледников вовсе не является их обычным состоянием: большей частью ледники либо отступают, либо наступают. Наступание ледника — это обычно увеличение общих его размеров (его площади, мощности и длины). Конец ледника при этом продвигается вперед, вниз по долине. Отступание связывается с сокращением размеров ледника, причем конец его отодвигается вверх по долине, т. е. ледник становится короче. Вместе с тем ледник утоньшается, площадь

его уменьшается, некоторые участки фирновых полей ликвидируются. В этом смысле термины «наступание» и «отступание» надо признать неточными, ибо неизбежно приходится связывать с ними изменения общего состояния оледенения.

Иногда термин «отступание» или «наступание» ледников понимают ограниченно, упрощенно, имея в виду отодвигание вверх по долине или же надвигание вперед, вниз по долине, лишь самого конца ледника. Но всегда надо иметь в виду, что это только один из элементов общего изменения ледника.

Такая характеристика состояния касается отдельных ледников. Но она должна быть расширена, если имеется в виду исток реки или склон хребта с ледниками. Если оледенение стационарно, то в ледниковом бассейне, включающем один или несколько ледников и частично обнаженные склоны, выпадает в течение года столько твердых осадков, сколько стаивает снега и льда. Справедливость такого положения вытекает из того, что баланс твердых осадков на обнаженных склонах всегда равен нулю. Вместе с тем такая формулировка позволяет строить те или иные балансовые расчеты для неизменной общей площади бассейна, а не для переменной площади ледника. Целесообразность такого приема будет показана в пятой главе.

Стационарное состояние оледенения, вообще говоря, должно сопровождаться устойчивыми характеристиками не только ледников, но и снежников с их постепенным уменьшением в течение лета. Однако некоторые виды снежников отличаются неустойчивостью: во время одной сильной метели может образоваться много снежников независимо от общей снежности зимы. В случае наступания ледников или, наоборот, длительного сокращения оледенения, как правило, наблюдается также тенденция соответственно к увеличению или уменьшению общей заснеженности ледникового бассейна. То и другое имеет существенное значение для понимания эволюции оледенения.

ВИДЫ КОЛЕБАНИЙ И ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДНИКОВ

По С. В. Калеснику (1939, 1963), различные виды колебаний ледников можно подразделить следующим образом.

1. Сезонные колебания ледников. Они повторяются ежегодно: абляция происходит летом, а зимой ледники наступают.

2. Вековые изменения. Они характеризуются очень большой длительностью и определяют собой общую тенденцию развития оледенения, свойственную тому или иному геологическому периоду. Примеры: возникновение и эволюция четвертичного оледенения, чередование собственно ледниковых и межледниковых периодов, а также крупные стадиальные изменения ледников.

3. Периодические, или лучше циклические, изменения и колебания ледников. Это сравнительно кратковременные колебания, связанные с неустойчивостью климата. Название «периодические» условно, так как для изменений климата не установлено никакой строгой периодичности. Заметим, что вообще нет определенной границы между циклическими колебаниями ледников и их вековыми изменениями.

4. Случайные колебания. Это колебания ледников, связанные не с изменениями климата, а с местными, как бы случайными причинами — обвалами, извержениями и т. д. К. К. Марков (1946) в согласии с С. Тораринсоном (1942) подразделяет колебания ледников на климатогенные, т. е. обусловленные климатом, сейсмогенные, связанные с землетрясениями, и вулканогенные, вызванные вулканическими извержениями.

Колебания, не связанные с климатом, здесь не рассматриваются. Однако возможность таких случаев необходимо учитывать, так как иначе возможны ошибки в собственно гляциоклиматологических анализах. Кроме того, в сложном взаимодействии между климатом, рельефом и оледенением может и не быть четкой грани между климатогенными и «случайными» колебаниями климатов. Каменный обвал в 60-х годах прошлого столетия (Калесник, 1937, стр. 65), защитивший от таяния ледник Шхельды на Кавказе, может рассматриваться вне связи с климатом. В то же время обычное скатывание на ледниковые языки множества каменных обломков с крутых склонов (например, в Средней Азии) связывается с резкими суточными колебаниями температуры, т. е. с климатом (там же, стр. 119).

Следует еще сделать замечание по поводу понимания климатических причин колебания ледников. Речь идет (об этом уже упоминалось ранее) не просто об изменяющихся влияниях на ледник со стороны климата, а о меняющемся взаимодействии между климатом, рельефом и оледенением. Очевидно, что это не одно и то же. Весьма типично «добавочное действие» со стороны ледника по отношению к собственно климатическому влиянию; например, загрязнение ледниковой поверхности в результате усиленного таяния еще более увеличивает абляцию и ускоряет отступание ледника. Эти вопросы подробнее рассматриваются в пятой главе.

Ниже мы рассмотрим колебания и изменения ледников, явным образом связанные с неустойчивостью и изменениями климата, но без его существенной перестройки. Но название «циклонические колебания» требует оговорки по причине, которая понятна хотя бы из такого примера. Известно, что с половины XIX в. и до настоящего времени продолжается с короткими перерывами энергичное отступание ледников во многих горных странах. Возможно, что в порядке «цикла» отступание скоро прекратится, но это окончательно не установлено.

О случайных колебаниях придется сказать лишь несколько слов. Что касается вековых изменений ледников, то они рассмотрены в последней главе книги, которая (глава) посвящена вопросу о развитии ледников. В нее же включен вопрос о так называемых стадиальных наступаниях ледников.

Сезонные колебания ледников рассмотрим на конкретном примере. Ледник Малый Актру (см. рис. 42) оканчивается ледяным скатом под углом 20° по отношению к предледниковой площадке. Он обладает заметным концевым движением: по 3,5 см в сутки за летний период и по 2 см в сутки за холодное время года (округленно). За 8 с лишним месяцев, поскольку таяния нет, ледник продвигается вперед примерно на 5 м. Продвижение вперед за 100 летних дней составляет 3,5 м. Но одновременно стаивает 5-метровый слой льда; следовательно, конец ледника отодвигается вверх против течения на $\frac{5 \text{ м}}{\sin 20^\circ}$ — — 3,5 м, т. е. на 11,5 м. Сезонные колебания ледника Малый Актру не уравновешиваются, ледник отступает.

Цифры, характеризующие динамику конца ледника, могут быть самыми различными. Если конец ледника имеет вид открытого ската, то всегда легко подсчитать, при каких соотношениях между скоростью движения и величиной абляции ледник будет отступать, наступать или сохранять стационарность. Расчет становится затруднительным, если конец ледника уходит в моренные нагромождения. Тогда в основу нужно брать сезонные колебания уровня ледниковой поверхности.

Абляционный период у ледников в среднеширотном поясе продолжается в среднем около 4 месяцев, так что в течение 8 месяцев ледник может восстанавливать летнюю потерю вещества. Краткость периода таяния является важным условием образования и сохранения ледников в континентальных климатах. Если в некоторые годы затягивается теплая осень или случается теплая весна, то этим сокращается восстановительный период ледника и может усилиться его отступание. Х. Я. Закиев (1957) указывает, что ледник Цей (на Кавказе) в 1949—1954 гг. отступал не только в летние месяцы, но и в те, которые обычно не включаются в абляционный период. Так, в октябре 1949 г. преобладала антициклоническая циркуляция и над ледниковым полем стояла ясная солнечная погода; дневное таяние было весьма интенсивным, особенно в концевой части ледника. Весна была теплой, было много дней с фёнами, что вызвало быстрый сгон снега с поверхности ледника. Тем самым было ускорено и стаивание самого ледникового языка, тем более что в дальнейшем установился антициклонический тип погоды. В результате ледник за холодный период года не продвинулся вперед, а, наоборот, отступил на 2,5 м. В табл. 25 приведены

величины отступания ледника Цей (в метрах) за 1949—1954 гг. (по Закиеву, 1957).

Таблица 25

Год	Весна и осень	Лето	За год
1949–50	2,5	17,5	20,0
1950–51	1,0	7,0	8,0
1951–52	2,0	7,0	9,0
1952–53	6,0	10,0	10,0
1953–54	1,0	10,0	11,0

Абляционный период за все указанные годы был больше 4 месяцев и превышал норму. Правда, отступание за летние месяцы (кроме 1950 г.) не было значительным.

Сезонные колебания ледников находятся в хорошо выраженной зависимости от основных свойств климатов Земли в разных широтных поясах. Известно, что в генетической классификации климатов по Б. П. Алисову выделяются следующие широтные пояса: экваториальный, субэкваториальный или экваториальных муссонов, тропический, субтропический, умеренных широт, субарктический и субантарктический, полярный. В каждом поясе выделяются типы климатов, как-то: материковый, океанический, западных побережий материков, восточных побережий материков. Генетическая классификация климатов среди других климатических классификаций кажется особенно приемлемой в гляциологии, так как особенности циркуляции атмосферы и свойства воздушных масс проявляются и на малых и на больших абсолютных высотах. Сезонные смены воздушных масс и изменения в характере циркуляционных процессов непосредственным образом определяют особенности сезонных колебаний ледников. С другой стороны, от характера этих колебаний зависят особенности формирования и внутригодового распределения речного стока в горно-ледниковых районах. Отсюда вытекает, что характеристики сезонных изменений ледников (не только колебаний их концов) могут быть использованы для построения гидроклиматической классификации ледников, а весь вопрос входит в проблему контакта между гидрологией, климатологией и гляциологией горных стран. Весь вопрос требует специальной разработки.

Периодические, или циклические, колебания ледников тесно связаны с сезонными колебаниями. В самом деле, годичное наступание или отступание ледников выражается разностью между о б я з а т е л ь н ы м зимним наступанием ледника и о б ы ч н ы м летним отступанием.

Если ледник кончается не пологим скатом, а крутой стенкой, присыпанной сверху моренным материалом, то резкое и быстрое линейное отступание невозможно; такая стенка может стаять на 5—10 м, но зато засыпанный камнем и щебнем лед может «оторваться» от основного ледникового языка. Линейное отступание языков становится нехарактерным и заменяется их разрушением на значительной площади.

Опытный глаз наблюдателя по внешнему виду ледника может определить, находится ли он в состоянии наступания или отступания. Общее сокращение и опускание ледникового тела среди окружающих его моренных валов показывает, что ледник отступает длительно. Ниже мы еще остановимся на общих признаках сокращения оледенения, ярко выраженных в его современном состоянии.

ПРИМЕРЫ КОЛЕБАНИЙ И ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДНИКОВ В РАЗНЫХ СТРАНАХ

Колебания концов ледников изучаются во всех горных странах, но главным образом лишь в последние 70—100 лет. Более старые данные непосредственных измерений отрывочны, но, как известно, ледники оставляют следы своего былого распространения. За последние годы стали накапливаться надежные, хотя и не вполне точные данные об изменениях объемов и масс ледников; правда, таких данных еще недостаточно. Во всяком случае, можно привести убедительные примеры как почти всеобщего современного сокращения ледников, так и типичных случаев нарушения этой главной тенденции.

Кавказ. Для суждения об изменении ледников Кавказа за последние 70 лет имеются сравнительно хорошие возможности, так как результаты новых и новейших аэрофотосъемочных работ и фототеодолитных съемок можно сопоставить с данными известного труда К. И. Подозерского «Ледники Кавказского хребта» (1911).

Отступание и сокращение ледников Кавказа наглядно иллюстрирует схематическая карта оледенения Эльбруса, представленная на рис. 68 (по Тушинскому, 1958, 1963). На ней изображены контуры ледников в 1887 и 1957 гг. Площадь оледенения сейчас составляет 144,5 кв. км; в 1887 г. она была больше на 13,8 кв. км. Это в общем не так уж много. Однако, как видно на карте, языки ледников сократились сильно. Ледник Большой Азау укоротился на 2184 м. Конец его в 1887 г. лежал на высоте 2330 м, а теперь — 2493 м. В 1849 г. он наступал и надвигался на сосновый лес: во льду его Г. В. Абих обнаружил вмерзшие стволы сосен. Ледник оканчивался на высоте 2154 м (Абих, 1871).

Имеются подробные сведения о динамике ледника Цей, за-

легающего на северном склоне Центрального Кавказа в истоках реки Ардона. Длина ледника 9 км, площадь 18 кв. км.

По данным Х. Я. Закиева (1957), ледник отступил с 1871 по 1954 г. на 1641 м, а с 1927 по 1954 г. на 434 м. Темп отступания менялся от 5 до 31 м в год. В то же время ледник стал заметно

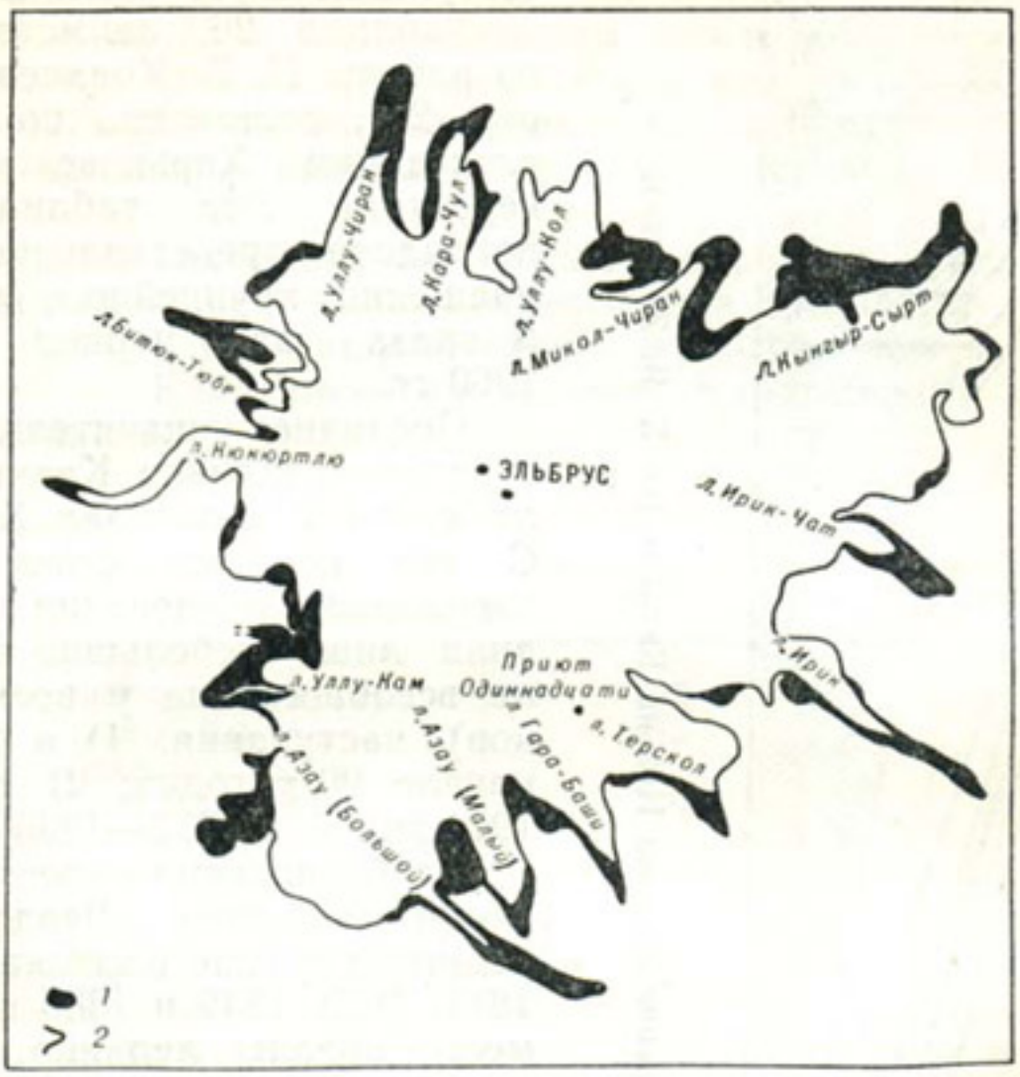


Рис. 68. Оледенение Эльбруса в 1887 и 1957 гг. (по Г. К. Тушинскому).

1 — площади, освободившиеся от льда с 1887 по 1957 г., *2* — современное оледенение.

Таблица 26

Название ледника	Длина (км)		Площадь (кв. км)	
	по Подозерскому	по данным экспедиции	по Подозерскому	по данным экспедиции
Дыхсу	15,28	13,80	48,37	46,73
Безинги	13,61	12,81	45,30	44,88
Караугом	14,91	13,79	35,31	35,02
Лекзыр	13,15	11,80	38,42	36,24
Цаннер	12,07	10,94	39,61	39,50
Твибер	10,22	8,82	43,02	29,53

тоньше, так как с поверхности ледникового языка ежегодно в среднем стаивает слой льда до 2,5 м. На рис. 69 приведена составленная Х. Я. Закиевым схема продольного профиля конца ледника, показывающая и его отступание и утоньшение.

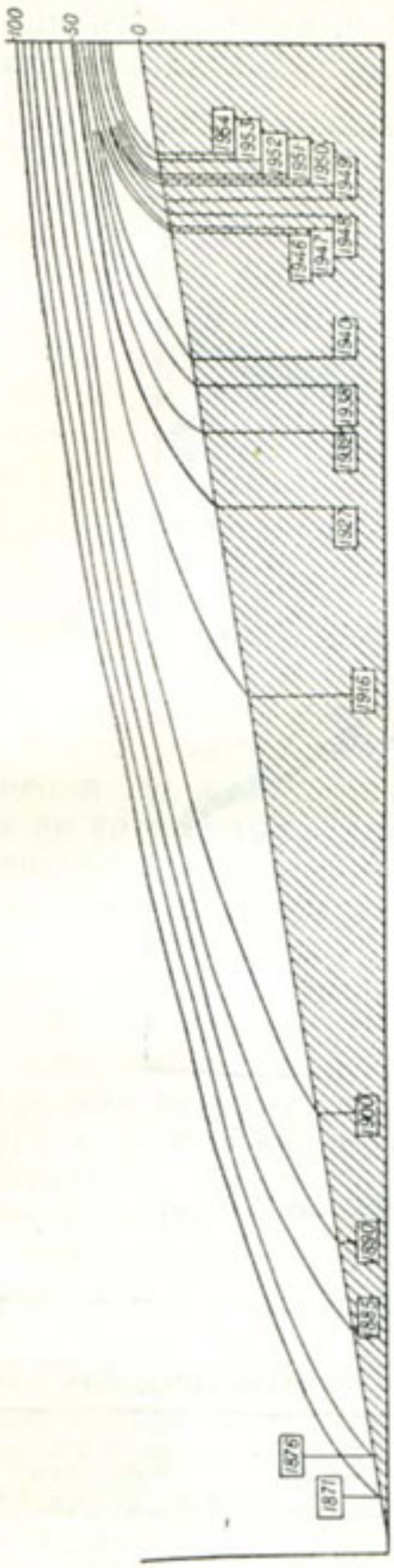


Рис. 69. Отступание ледника Цей на Кавказе (по Х. Я. Закиеву).

Таблица 26, заимствованная из работы П. В. Ковалева (1963, стр. 26), составлена по данным экспедиции Харьковского университета. Эта таблица дает наглядное представление о сокращении крупнейших ледников Кавказа за период 1887—1960 гг.

Последнее значительное наступание ледников Кавказа имело место в 50-х годах XIX века. С тех пор на фоне общего сокращения оледенения происходили лишь небольшие и далеко не всеобщие (не у всех ледников) наступания: 1) в 80-е и в начале 90-х годов; 2) в 1911—1914 гг.; 3) в 1932—1933 гг.

Особенностями своего поведения известен Девдоракский ледник в группе Казбека: в 1808, 1817, 1832, 1842 и 1885 гг. имели место обвалы ледника, вызванные (по Варданянцу, 1932) сейсмическими причинами.

Общее сокращение оледенения Кавказа за 60-летний период выясняется из сравнения старых (1882—1910 гг.) и новых (1946—1952 гг.) карт Кавказа. По подсчетам П. А. Иванькова (1959), площадь оледенения Большого Кавказа уменьшилась на 193 кв. км: 1780 вместо 1973 кв. км. Но ледников сейчас больше: 2202 вместо 1412.

На Алтае отступание ледников продолжается без существенных перерывов с половины прошлого столетия, причем морены этого периода прекрасно выделяются на местности. Однако маркировки концов ледников не было почти до конца

XIX в. Сводка соответствующих данных опубликована в книге автора «Очерки оледенения Алтая» (1949) и в сборнике «Колебания режима существующих ледников» (Тронов, 1962). За год крупные ледники Алтая обычно отступают на 7—12 м, но иногда больше. Очень интересно одно новейшее измерение: ледник Алахинский на Южном Алтае с 1916 по 1964 г. отступил на 2100 м, т. е. по 43 м в год. Заметим, что в конфигурации ледника имеются предпосылки для начала его разрушения (Тронов, 1964). Судя по расположению морен, крупные ледники Алтая с половины прошлого столетия отступили на 1000—1500 м.

По картографическим материалам определено сокращение площадей и объемов ледников горного узла Биш-Иирду на Центральном Алтае (по Окишеву). Здесь мы ограничимся рассмотрением Левого Карагемского и Правого Карагемского ледников (табл. 27, рис. 70).

Таблица 27

	Левый Карагемский ледник	Правый Карагемский ледник
Отступание с 1952 по 1962 г. (м) . .	160	85
Отступание с 1938 г. (м)	215	
Отступание с половины XIX в.:		
линейное отступание (м) . . .	590	650
освободившаяся ото льда площадь (кв. м)	210 000	225 000
приближенный объем потерянного льда (млн. куб. м) . . .	14,7	13,5
Средние годовые темпы линейного отступания (м):		
с середины XIX в.	5,3	6,6
за 1952—1962 гг.	16,0	8,6

Левый Карагемский ледник имеет длину 4 км, площадь 6,6 кв. км, Правый Карагемский ледник — 3,0 км и 2,95 кв. км соответственно. Следовательно, приведенные в табл. 27 данные о сокращении ледников пока для них «не страшны». Однако темп сокращения за последнее десятилетие ускорился.

Относительно быстрее происходит сокращение площадей малых ледников. Это показывает составленная П. А. Окишевым схема, представленная на рис. 71.

Ледники Заилийского Алатау также отступают. В качестве примера рассмотрим хорошо исследованный Центральный Туюксуйский ледник в истоках Малой Алматинки. По данным К. Г. Макаревича и В. А. Зенковой (1961), длина ледника 5,1 км, площадь 3,2 кв. км. На рис. 72 (по Макаревичу, 1962, стр. 34) показана схема линейного отступания, а также утоньшения этого ледника с 1923 по 1957 г. Отступание ледника было

неравномерным: в 1923—1937 гг. по 7—8 м в год, в 1937—1947 гг. по 16—17 м, в 1947—1953 гг. по 5 м, в 1953—1957 гг. по 7 м. За 36 лет объем ледникового языка уменьшился с 126,7 до 97,5 млн. куб. м, т. е. на 29,2 млн. куб. м.

Отступание ледников Заилийского Алатау отмечено в ряде работ Н. Н. Пальгова, в частности в статье «Пространственное

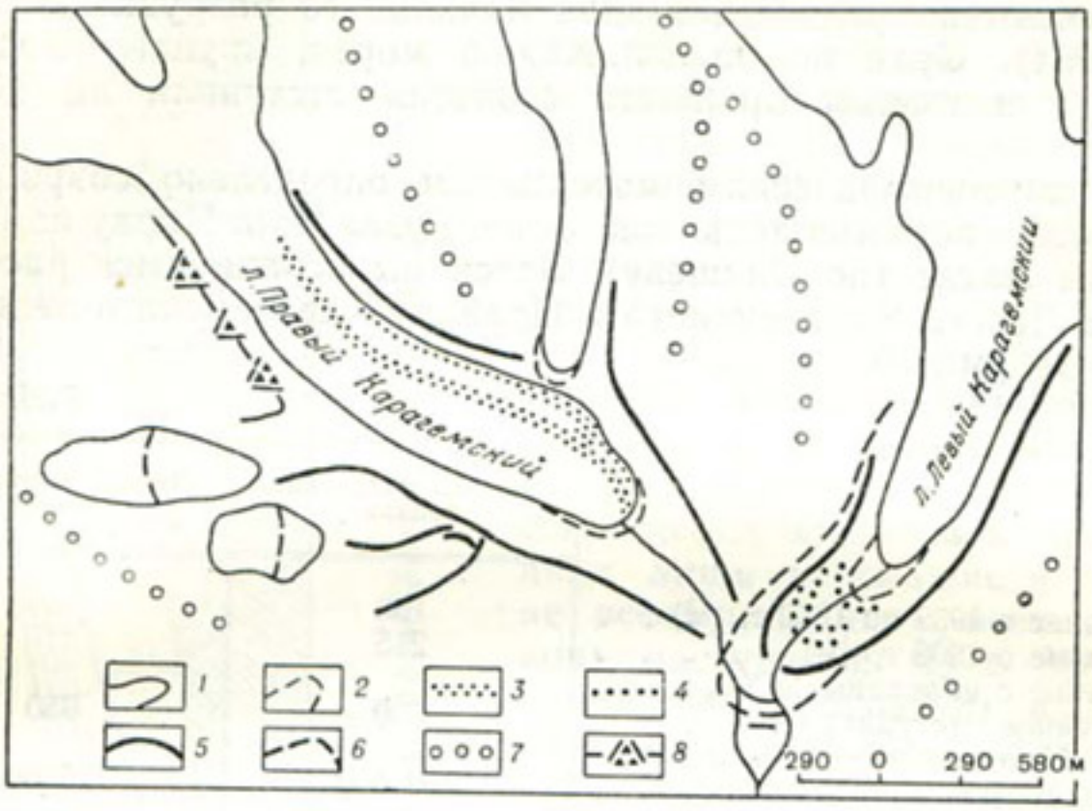


Рис. 70. Схема отступания Левого Карагемского и Правого Карагемского ледников (по П. А. Окишеву).

1 — контуры языков в 1962 г., *2* — положение концов в 1952 г., *3* — поверхностные морены, *4* — конечные морены XX в., *5* — морены середины XIX в., *6* — морены XVII в., *7* — линии гребней, *8* — осыпи, перекрывающие береговую морену.

состояние ледников Заилийского Алатау» (1954б). Приведем из этой статьи (стр. 11) общее описание сокращения ледников этого хребта:

«Современная стадия сокращения ледников Заилийского Алатау началась, по-видимому, недавно. Боковые морены ледников, под которыми лед тает примерно вдвое медленнее, чем рядом на открытой поверхности ледника, во многих случаях возвышаются у конца языков на 40—50 м над поверхностью последних. Если считать, что здесь открытая поверхность ледника понижалась ежегодно на 1,1 м (стаивало 2 м, прибывало от перемещения сверху 0,9 м), а поверхность боковых морен понижалась за то же время на 0,4 м (стаивало 1 м, прибывало 0,6 м), то получится, что от того времени, когда открытая поверхность языка располагалась почти на уровне поверхности,

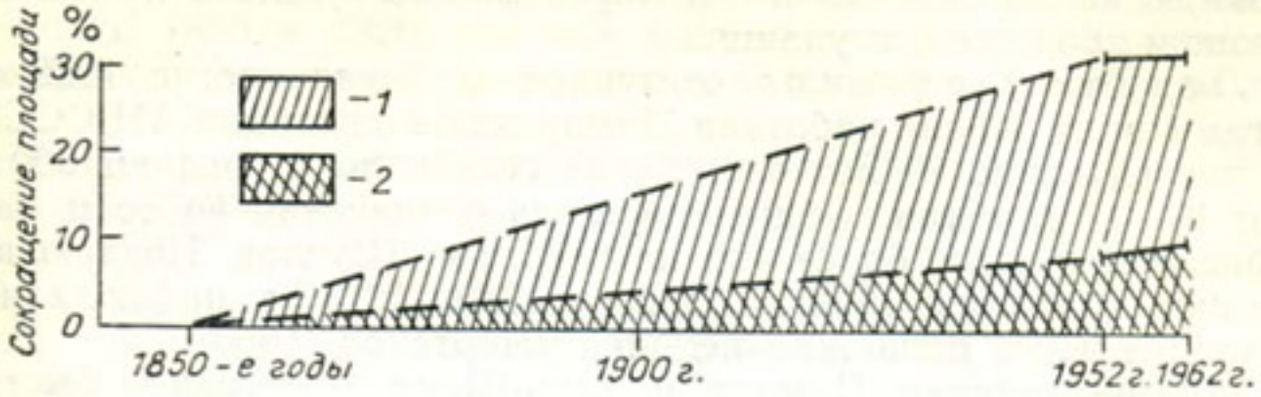


Рис. 71. Темпы сокращения разнотипных ледников на Алтае (по П. А. Окишеву).

1 — малые формы оледенения, *2* — долинные ледники.

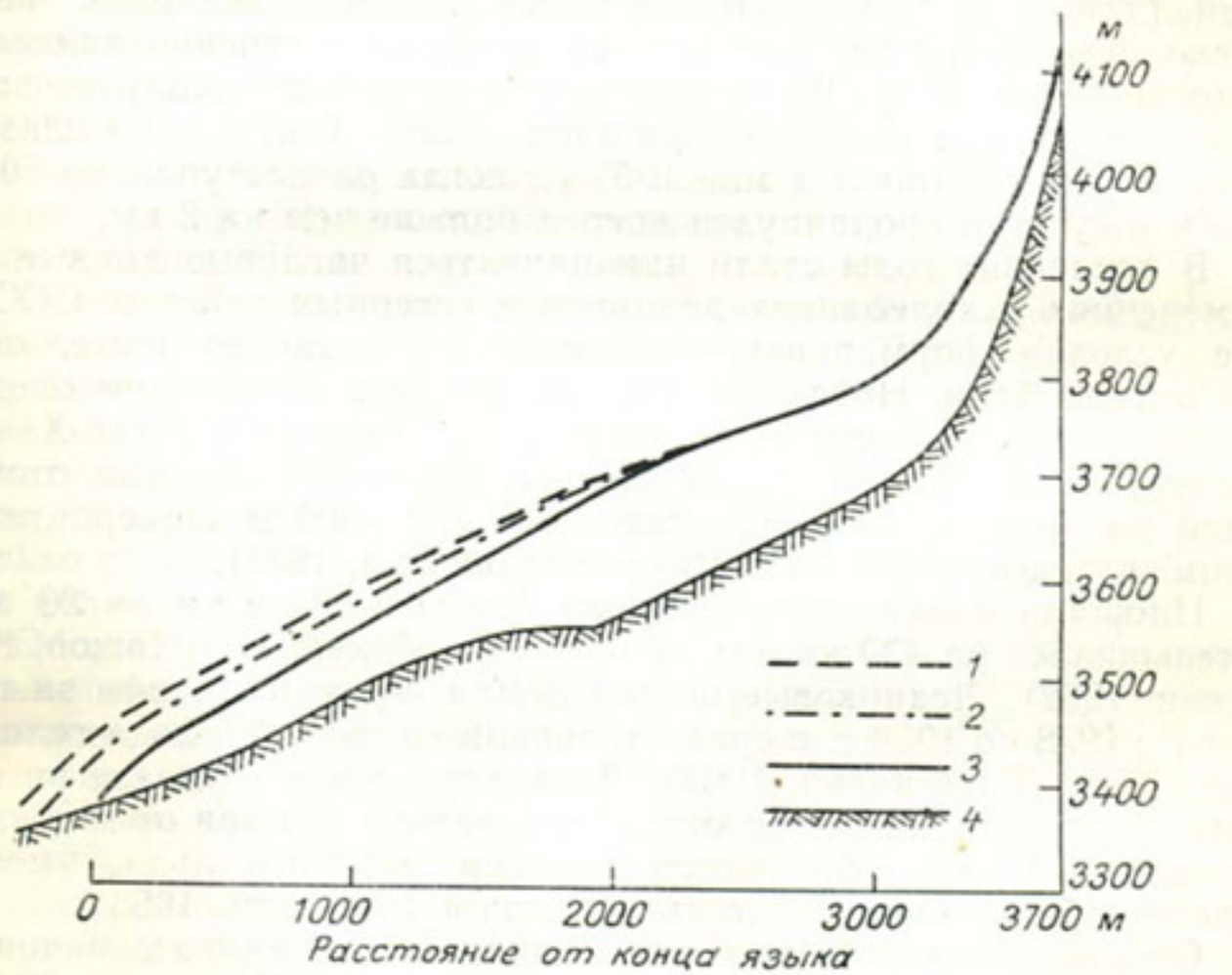


Рис. 72. Продольный разрез и уровень поверхности Центрального Туюксуйского ледника (по К. Г. Макаревичу).

1 — уровень поверхности в 1923 г., *2* — в 1937 г., *3* — в 1957 г., *4* — ложе ледника.

закрытой боковыми моренами, прошло приблизительно 70 лет».

Из этого описания можно видеть, как по современному состоянию конца ледника и его морен можно судить о предшествующем процессе отступания.

Ледник Федченко отступает, но медленно: с 1928 г., когда в этом районе работала Памирская экспедиция АН СССР, за последующие 29 лет отступание составило в среднем 300 м, или 10—12 м в год. Общая площадь оледенения во всем бассейне сократилась более чем на 8 кв. км (Суслов, Ноздрюхин, Лесник, Рачкулик, 1962). В 1863 и 1910—1913 гг. наблюдались положительные подвижки ледника (Чертанов, 1960).

Многие ледники Памира и Тянь-Шаня отступают быстро (Забиров, 1955; Бондарев, 1963). Весь облик современного оледенения Средней Азии свидетельствует о том, что оно находится в длительном процессе деградации (Калесник, 1937).

К особым ледникам Средней Азии относится ледник Медвежий (длина 13 км), расположенный рядом с ледником Федченко. Как и другие, этот ледник отступал в течение длительного времени, но в 1951 г. он резко и быстро продвинулся вперед больше чем на 1 км (Забиров, 1955). Такую же вылазку этот ледник повторил в мае 1963 г., когда он наступал по 50—150 м в сутки и продвинулся вперед больше чем на 2 км.

В последние годы стали накапливаться числовые данные об изменениях и колебаниях ледников в северных районах СССР, где условия формирования климата существенно иные, чем в Средней Азии. Но оказалось, что процесс деградации оледенения распространился и на эти районы. Ледники Сунтар-Хаята отступают, но медленно. За период 1957—1959 гг. они отступили на 5—6 м, а по моренам — на 200—300 м за вероятный промежуток времени 150—200 лет (Корейша, 1963).

Площадь ледникового покрова Новой Земли за 20 лет уменьшилась на 430 кв. км, объем — на 39 куб. км (Чижов, Корякин, 1962). Ледниковые шапки Земли Франца Иосифа за период с 1928 по 1959 г. в среднем теряли за год слой льда толщиной 27 см (Гроссвальд, 1962). Деградирует и оледенение на севере Урала. Наблюдается отрыв ледниковых языков от конечно-моренных валов, образуются участки мертвого льда, уменьшается общая заснеженность склонов (Долгушин, 1963).

Общая картина изменения ледников в Альпах начиная с XVI в. представлена (по Дригальскому и Махачеку, 1942) на рис. 73.

График на рис. 73, более точный для последних 100—120 лет и лишь ориентировочный для более старых времен, демонстрирует слабость оледенения в XVI в., общее наступание ледников в XVII и XVIII вв. Имели место дополнительные относительно небольшие колебания — отступания и наступания — ледников. На отрезке кривой, относящейся к XIX в., заметны два зигзага

вверх, соответствующие наступанию ледников в 1820 и 1850-х годах. После этого оледенение стало сокращаться и продолжает убывать до настоящего времени. Два подъема кривой, относящиеся к 1880 и 1920-м годам, означают лишь небольшое, но всеобщее и относительно короткое наступание. Колебания от-

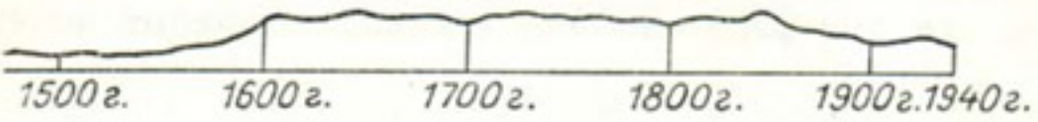


Рис. 73. Схема колебания ледников в Альпах (по Е. Дригальскому и Ф. Махачеку).

дельных ледников неодинаковы. Это можно видеть из графика на рис. 74, где изображены колебания шести разных ледников.

Мы видим, что сокращение оледенения с половины прошлого века — общее явление. Но на этом фоне ледники проявляют много индивидуальных особенностей. Главные различия следующие: 1) некоторые ледники более сильно наступали в 1820 г., другие — в 1850-х годах; 2) интенсивность общего сокращения у отдельных ледников разная; 3) некоторые ледники наступали в конце XIX в., другие — нет.

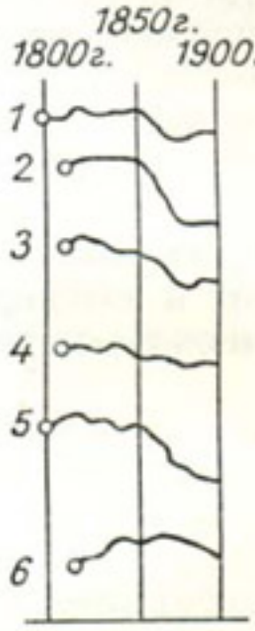


Рис. 74. Колебания некоторых ледников в Альпах (по Маурери).

Ледники: *1* — Боссон, *2* — Ледяное Море, *3* — Аржантьер, *4* — Горнер, *5* — Ронский, *6* — Унтераарский.

Некоторые ледники сокращаются очень сильно, почти катастрофически. Рисунок 75 показывает сокращение еще двух ледников в Альпах (по Кинцлю, 1953). Интересно отметить (на это указывает и автор), что ледники, в особенности ледник Ваксеккеес, не только сократились в размерах, но и потеряли тип долинных ледников, уйдя на склоны.

Общее сокращение оледенения в Альпах весьма значительно. По П. Меркантону (1958), площадь оледенения в Швейцарских Альпах за период 1876—1934 гг. сократилась с 1829 до 1556 кв. км; потеря составляет 273 кв. км, или 15%.

Детальные сведения о сокращении ледников в Восточных Альпах приведены в работе Р. Финстервальдера (1953), посвященной этому вопросу (табл. 28).

Снижение поверхности ледников, т. е. их утоньшение, а следовательно, и потеря объема являются важнейшей общей характеристикой сокращения оледенения. Значительное снижение само может стать существенным фактором усиления таяния ледника по двум причинам: 1) по общему закону увеличения абляции при уменьшении абсолютной высоты и 2) вследствие

возможного вытаивания наружу скалистых выступов ледникового ложа. Эти вопросы рассматриваются отдельно.

В разных высотных зонах ледников снижение их поверхности неодинаково. Как правило, снижение тем больше, чем меньше абсолютная высота; снижение больше у ледниковых языков, меньше в областях их питания. У ледника Хинтерейсфернер на уровне 2500—2600 м годовое снижение поверхности

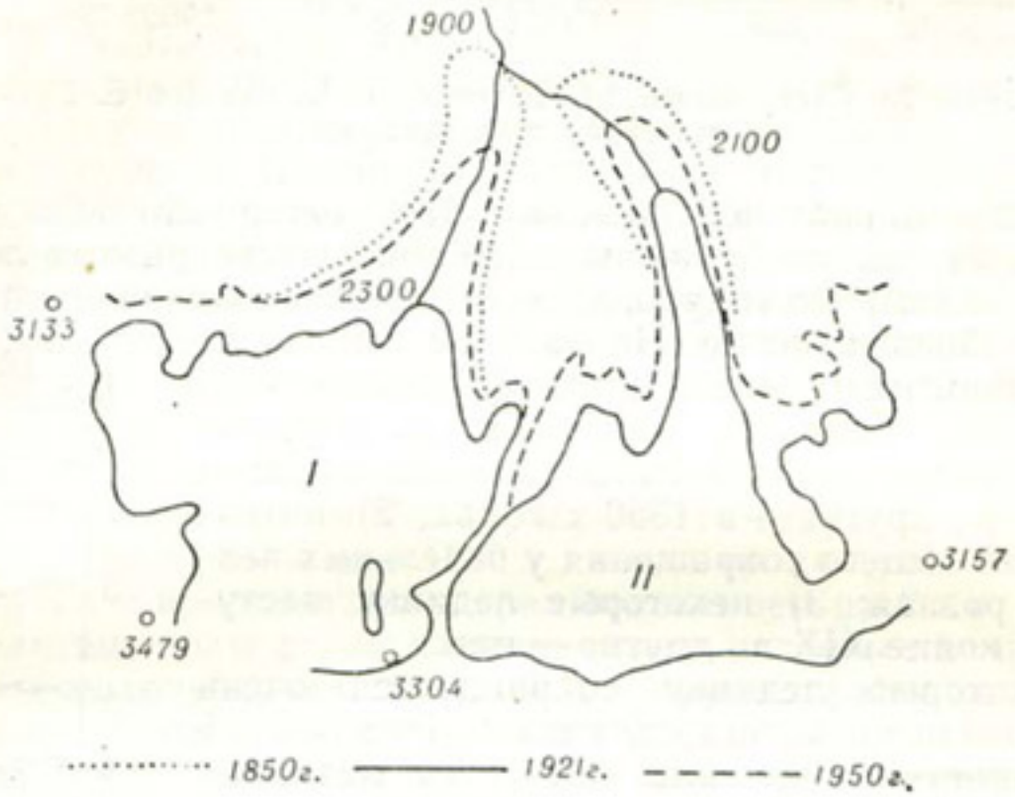


Рис. 75. Ледники Ваксеккеес (*I*) и Горнкеес (*II*) в Циллертальских Альпах (по Г. Кинцлю).

Таблица 28

Название ледника	Годы наблюдений	Площадь, занятая ледником (га)		Сокращение площади ледника (га)	Сокращение объема ледника (млн. куб. м)	Средняя величина снижения поверхности (м/год)
		старая	новая			
Ваксеккеес . . .	1921—1950	472	379	93	70,44	0,57
Горнкеес	1921—1950	501	385	116	95,46	0,74
Хинтерейсфернер	1920—1940	1129	1047	82	137,49	0,63

составило 3 м; на уровне 3200 м оно свелось к нулю и даже сменилось небольшим накоплением вещества.

Представляет интерес гляциогидрологический вывод, который делает автор по отношению к истокам реки Инн, имеющей большое ледниковое питание: из 364 млн. куб. м талых ледни-

ковых вод, которые река получает ежегодно, 80% приходится на долю нормального влагооборота, 20% — на долю потери запасов льда.

В Исландии, Норвегии и Лапландии (Швеция) в изменениях ледников наблюдаются те же основные черты, что и в Альпах. В первой половине XIX в. наблюдалось наступание или вообще высокое стояние ледников, которое затем сменилось общим процессом отступания. Большое надвигание ледников в 1840—1950 гг. (по Шварцбаху, 1955) не совсем совпало с развитием этого процесса в Альпах. Предшествующее крупное наступание относится к 1740—1950 гг. Сокращение оледенения в последние десятилетия одновременно сопровождается повышением зимних температур в Исландии; такая связь для континентальных ледниковых стран была бы не характерной.

Ледники Исландии достигли максимального за историческое время распространения к середине XVIII в. (В. Филд и др., 1958, ч. 4; С. В. Калесник, 1963). Последующие колебания с преобладанием сокращения ледников сменились их повторным наступанием в первой половине XIX в. Большое отступание ледников началось с 1890-х годов, особенно с 30-х годов XX в. В общем отмечается большая, хотя и неполная аналогия с колебаниями ледников в континентальных районах средних широт. Различие в поведении отдельных ледников наблюдается в Норвегии, а в Исландии ледники иногда страдают от извержений вулканов.

Интересные данные о современном отступании ледников приводит И. Е. Бучинский (1965): в 1959 г. из 247 обследованных в Европе ледников отступали 224 ледника, наступали 19, а 4 ледника были стационарны.

Береговые хребты Аляски характеризуются чрезвычайным развитием оледенения и в настоящее время. Однако в недавнем прошлом оно было намного больше. В половине XVIII в. сползающие в море льды закрывали весь залив Айси-Бей. Но затем началось сокращение оледенения, и к 1880 г. залив в основном очистился от льда, кроме отдельных фиордов, куда втянулись концы ледников. Тенденция к наступанию ледников в 1820-х и 1850-х годах, ярко проявившаяся в Альпах, здесь не получила столь определенного выражения. Для оледенения Аляски характерна неодинаковость поведения отдельных ледников (рис. 76, по Калеснику, 1963). Характерны также исключительно большие темпы и масштабы подвижек ледниковых языков.

Темпы линейного сокращения Большого Тихоокеанского ледника были чрезвычайно велики: 300—400 м в год, а в 1911-12 г. он сократился на 2292 м.

Ледники залива Якутат в 1906—1910 гг. продвинулись вперед на 3 км. Причина заключается в многочисленных лавинах, падение которых было вызвано сейсмическими толчками. Ледник

Таку близ города Джуно в 1936-37 г. за полгода продвинулся вперед на 4,8 км.

Большой интерес в смысле оценки разнообразия режимов оледенения земного шара представляют колебания ледников в Каскадных горах в Северной Америке. С 1956 г. наступает ледник Нисквалли и некоторые другие в Каскадных горах (Гаррисон, 1956; Гофман, 1958).

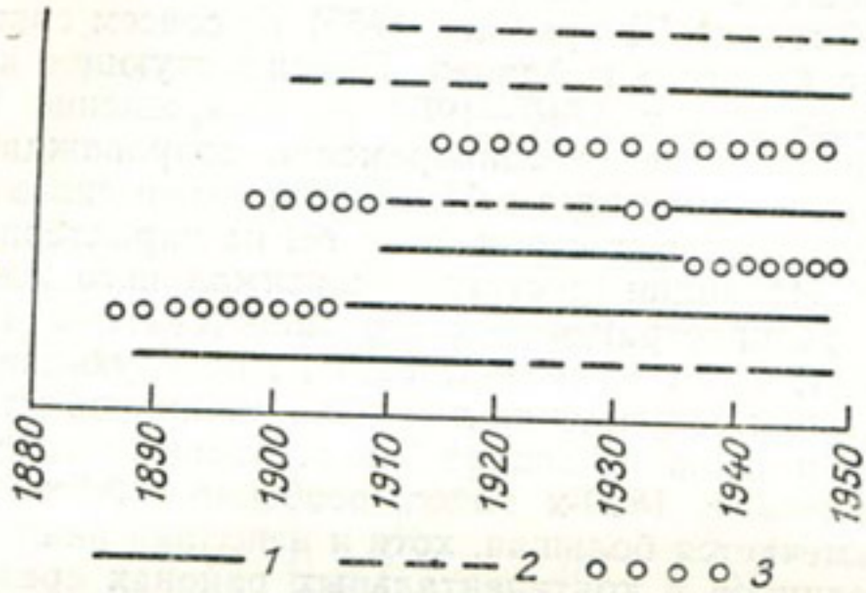


Рис. 76. Характер колебаний некоторых ледников в западной части гор Чугач (Аляска) (по С. В. Калеснику).

1 — наступание, *2* — отступание, *3* — стационарное положение.

Большой известностью пользуется ледник Морено в Аргентине, спускающийся с Патагонского ледяного плато и обнаруживающий тенденцию к резким наступаниям. Интерес к этому леднику увеличивается еще по той причине, что его конец, выдвигаясь вперед, может перегородить проток из озера Рико в лежащее ниже озеро Лаго-Аргентино. 19 марта 1941 г. уровень воды в озере Рико вследствие подпруживания поднялся на 14 м, а в марте 1952 г. — на 13 м, что вызвало большие наводнения. На рис. 77 и 78 представлены два рисунка конца ледника (Хейнсхеймер, 1954). На первом из них видна 45-метровая стена конца ледника Морено, лишь частично перегораживающая канал между озерами. На втором рисунке видно, как ледник, перекрыв канал, надвинулся на противоположный берег. По Г. Хейнсхеймеру, причины резких наступаний этого ледника следующие: 1) ледник, имеющий обширную область питания и суженную долину языка, может очень быстро реагировать на увеличение питания в отдельные годы; 2) с крутых склонов над ледником могут скатываться лавины, достаточно мощные, чтобы вызвать резкое увеличение скорости движения ледника.

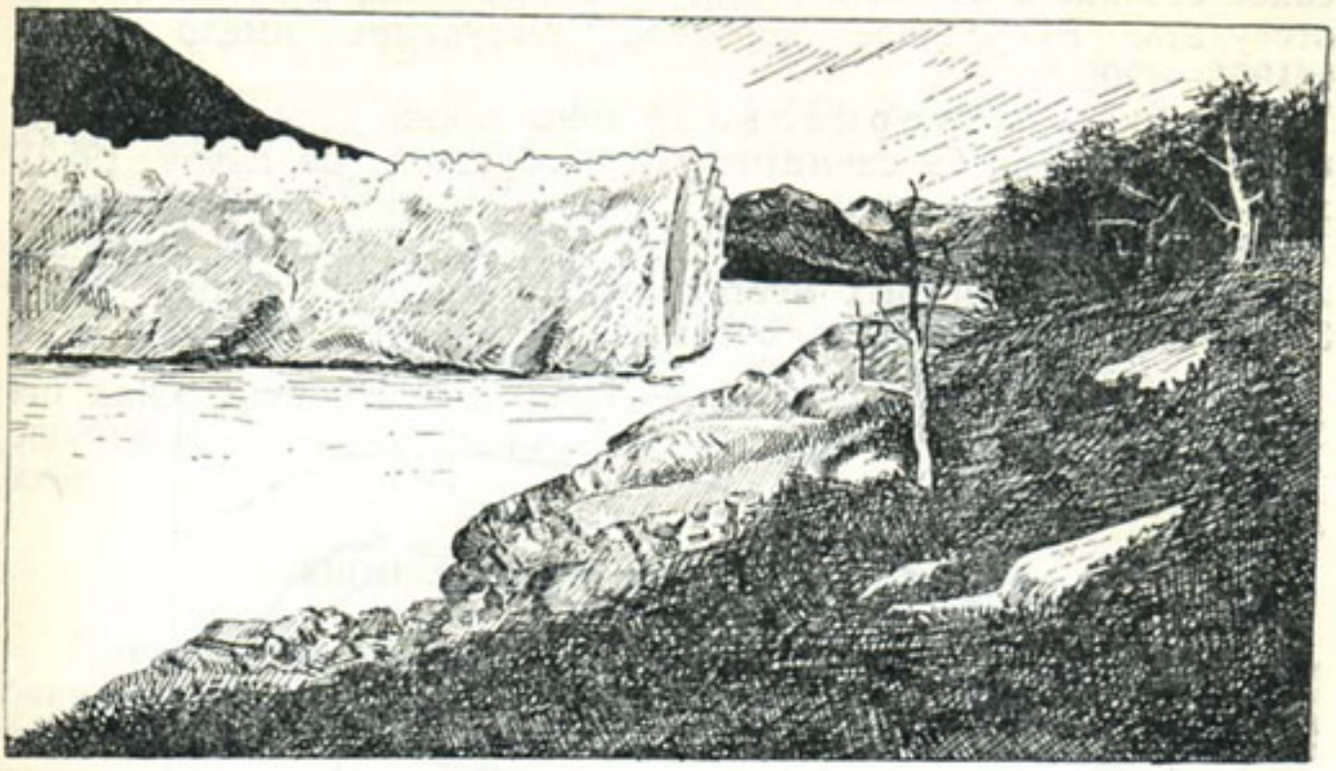


Рис. 77. Край ледника надвигается на канал между озерами. Ледник Вентискверо-Морено в Аргентинских Кордильерах. *Рисунок П. А. Окишева.*

Рис. 78. Наступающий ледник перегородил канал между двумя озерами. Ледник Вентискверо-Морено в Аргентинских Кордильерах. *Рисунок П. А. Окишева.*

Ледники Каракорума (по Ф. Виссеру) имели общее высокое стояние в 50—60-х годах прошлого века, а затем начали отступать. Энергичное короткое наступание имело место в 1901—1906 гг.

Ледники экваториальной зоны также несколько сокращаются. На рис. 79 схематически изображен (по Егеру, 1952) вид с западо-северо-запада на главную вершину Кибо в группе Килиманджаро, имеющую высоту 5965 м. Линейное сокращение ледников в разных местах купола Кибо составляет 150—300 м, что представляет очень значительную величину, если

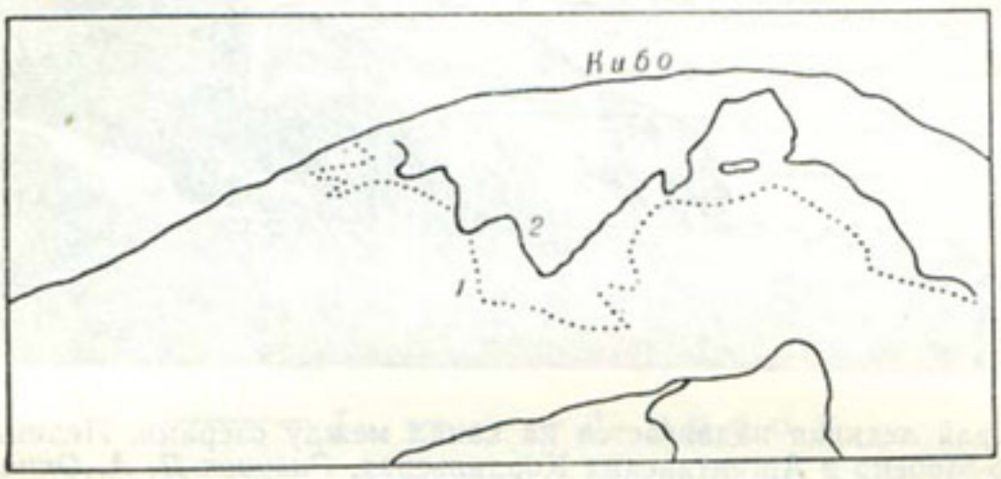


Рис. 79. Вид на вершину Кибо с западо-северо-запада (по Ф. Егеру).

1 — край ледника в 1912 г., *2* — в 1948 г.

принять во внимание общие небольшие размеры оледенения.

Гренландский ледниковый щит в общем находится почти в стационарном состоянии. Его края сейчас располагаются примерно там, где они были 800 лет назад (по данным одной старинной летописи). Однако, как уже указывалось выше, измерения за последние годы показали, что общий баланс ледникового щита сейчас отрицателен и годовая потеря вещества достигает 100 куб. км. Эта огромная сама по себе величина составляет, однако, лишь ничтожную (примерно 1 : 30 000) часть общего запаса льда Гренландии. Вместе с тем отростки щита и отдельные краевые ледниковые языки обнаруживают большую подвижность, большие колебания. Поведение таких отростков разнообразно, характеризуется индивидуальными особенностями и в общем не согласуется с колебаниями ледников в Альпах.

Большой ледник Якобсхавн в западной части Гренландии за 1851—1875 гг. отступил на 4 км, за 1875—1879 гг. — еще на 2 км; к марту 1880 г. он продвинулся вперед на 1 км, но в этом же году стал резко сокращаться; с 1881 по 1902 г. он сократился всего на 11 км (Калесник, 1939, стр. 172). Для района мыса Йорк (по Коху, 1928) характерно надвигание ледников до

1920 г. и затем их последующее отступание, продолжавшееся до последнего времени.

Характер современных осцилляций ледникового щита Антарктиды еще не выяснен. Можно считать установленным, что мощность щита раньше была больше, что были покрыты льдом нынешние оазисы на берегах Антарктиды (Авсюк, Марков, Шумский, 1956).

Однако до сих пор не ясен вопрос о суммарном вещественном балансе ледникового щита Антарктиды. Имеющиеся материалы наблюдений позволяют сейчас оценить отдельно величину прихода и величину расхода льда и снега в Антарктиде. Но даже сравнительно небольшая в процентном отношении ошибка в расчетах может совершенно исказить балансовый итог.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ КОЛЕБАНИЙ ЛЕДНИКОВ

Приведенные примеры иллюстрируют общие черты и особенности современных и недавних изменений и колебаний ледников. Весьма общим является отступание и сокращение ледников начиная с половины прошлого века. Оно, однако, не представляет собой длительного установившегося многовекового процесса. Сейчас мы можем говорить уверенно лишь о фазе отступания, начавшейся после имевших место в течение двух столетий преимущественного наступания и высокого стояния ледников. Черты, обозначившие этот процесс, выражены вообще очень отчетливо, но все же они испытывают и существенные изменения в разных районах: более раннее или запоздавшее появление фазы отступания, бóльшая или меньшая интенсивность процесса и т. д.

На фоне этого продолжающегося в течение века сокращения ледников имеют место более короткие колебания. И они характеризуются многими общими чертами, свойственными разным ледниковым странам. Так, например, короткие периоды наступания ледников в 1880—1890 и 1907—1914 гг. наблюдались во многих районах — и в Альпах, и в Скандинавии, и на Алтае и т. д.

Числовые данные измерений, характеризующие колебания ледников, в настоящее время накопились в большом количестве. Тем не менее их все же очень и очень недостаточно. Надо заметить, что эти данные весьма неравномерно распределены между странами. Таким образом, многие основные выводы, которые могут быть сделаны относительно изменений и колебаний ледников, носят лишь частный характер. Выводы, справедливые для ледников, например, Кавказа или Альп, нельзя механически распространять на другие, менее исследованные ледниковые страны.

Попыткой обобщения многих результатов наблюдений за колебаниями ледников явились так называемые законы Фореля (швейцарский гляциолог), опубликованные им в 1881—1884 гг.

1. Закон больших периодов состоит в следующем: наступание или отступание ледников, как правило, продолжается в течение многих (10—20 и более) лет подряд. Редко бывает, чтобы те или иные ледники испытывали колебание, противоположное общему изменению оледенения в горной стране.

2. Закон всеобщности выражает тенденцию всех или по крайней мере огромного большинства ледников горной страны одновременно наступать или отступать. В 1818 г. все ледники в Альпах наступали, а в 1880 г. почти все сокращались.

3. Закон исключений констатирует все же отсутствие полного единообразия в поведении ледников. Некоторые ледники могут «отставать» или «выскакивать вперед» по сравнению с общим процессом. Объясняются эти исключения особенностями залегания и движения ледников, а также большими различиями их длины.

4. Закон одновременности является обобщенной формулировкой первого и второго законов: периоды наступания и отступания, как правило, начинаются одновременно или почти одновременно для подавляющего большинства ледников горной страны.

5. Закон изменения объема заключается в том, что наступание и отступание ледников — это не только колебания их концов, но и общие изменения их объема и массы, их площадей.

6. Закон одновременности колебаний соседних ледников является уточнением четвертого закона и говорит о большей обязательности одинаковых и одновременных колебаний близлежащих ледников, чем ледников, удаленных друг от друга, даже если они находятся в одной горной стране.

7. Закон одновременных колебаний ледников, имеющих общий бассейн питания, состоит в следующем: общность бассейна питания является фактором, вызывающим одинаковость поведения ледников.

В книге С. В. Калесника «Общая гляциология» (1939) эти законы изложены подробнее, а здесь описаны несколько сокращенно. В настоящее время законы Фореля в значительной степени уточнены. Современная программа гляциологических исследований способствует их дальнейшему усовершенствованию. Отметим некоторые гляциоклиматические связи, которые получили отражение в законах Фореля.

Первый закон безусловно связан с обязательным проявлением инерции в поведении крупных ледников. Короткие колебания климата могут не отразиться существенно на динамике ледников, или же влияние их в случае большой интенсивности растянется на ряд лет.

Второй, третий и четвертый законы выражают обычную подчиненность колебаний ледников общим климатическим изменениям. По существу, они подчеркивают также силу влияния температурного фактора: действие его на самом деле проявляется одновременно (хотя бы и неодинаково), если даже длины ледников различаются в несколько раз. Совсем иначе во времени проявляется влияние изменений в количестве твердых осадков.

На этом общем фоне случаи «несогласованного» поведения некоторых ледников рассматриваются как неизбежные исключения, вызванные сильным влиянием местных условий залегания ледника. Ниже, однако, будет показано, что не подчиненное климату развитие ледников представляет собой своеобразный тип ледникового процесса, закономерно возникающий в определенных условиях.

Пятый закон всегда принимается во внимание при организации наблюдений за ледниками.

Шестой и седьмой законы также учитываются при организации гляциологических исследований: если есть гарантия близости общих климатических условий, в особенности условий питания ледников, то легче выясняются частные особенности их динамики.

Наличие определенной преобладающей тенденции в современных колебаниях ледников не позволяет упростить программу наблюдений в ледниковых районах; сама эта тенденция выясняется на основе, скорее, разнообразия, а не однообразия в поведении ледников. Вместе с тем вся проблема требует рассмотрения и специальных исследований с разных точек зрения. В самом деле, кроме возможно точных балансовых измерений на ледниках, необходима разработка и проверка системы гляциоклиматических показателей, позволяющих устанавливать связи между ледниками и климатом более широко, не ограничиваясь специально выбранными объектами. Очень важно далее, что колебания ледников, даже краткосрочные, не могут считаться лишь частными нарушениями некоторого среднего состояния; они должны рассматриваться с учетом постоянной связи с длительной эволюцией оледенения. Одно из следствий этого положения заключается в том, что колебания ледников участвуют в создании наблюдаемых на местности признаков наступания или сокращения ледников.

ПРИЗНАКИ И ОСОБЕННОСТИ НАСТУПАЮЩИХ И ОТСТУПАЮЩИХ ЛЕДНИКОВ

Помимо непосредственных данных об изменениях размеров ледников, большое значение имеет внимательный учет различных признаков того или иного состояния оледенения. Очень плоский и пологий конец языка не свойствен наступающему леднику. Однако крутолобый конец еще не означает, что ледник наступает. Иногда можно наблюдать, что ледник толкает перед собой скопления камней. Если же ледник отошел от вала конечной морены, то расстояние между валом и концом ледника показывает, на сколько отступил ледник. Однако этот признак усложняется, если ледниковый язык загружен мореной на большом протяжении (рис. 80 и 81).

Очень полно признаки сокращающегося оледенения в Средней Азии описаны С. В. Калесником (1937, стр. 117). Здесь они рассматриваются кратко.

1. Многие большие ледники оканчиваются как бы слишком низко, на уровне до 2900 м и ниже; исходя из современного положения фирновой линии, они должны были бы оканчиваться на 400—500 м выше.

2. В бассейне реки Ягноба верхние части глетчеров лежат ниже нормального уровня снеговой границы.

3. Боковые притоки некоторых глетчеров совсем не доходят до главного ледника и отделяются от него свободным пространством.

Отрыв притоков от главного глетчера — это признак того, что процессы регрессии от конца ледника распространяются вверх. Зона регрессии простирается по крайней мере до конца самого верхнего оторвавшегося притока.

4. Концы боковых ледников нередко соединяются с главным ледником пассивно, без образования средней морены и с включением моренного материала лишь в боковую морену главного ледника.

5. Боковые морены иногда переходят в береговые, дальнейшая транспортировка прекращается; под ними остаются глыбы мертвого льда.

6. Широко развиты мертвые льды на концах ледников.

7. Наблюдается одностороннее питание ледников только заснеженным теневым склоном, тогда как противоположный склон на всем протяжении до истоков ледника совершенно свободен от снега. .

8. Ледники часто отступают не вверх по долине, а вбок.

9. Ледники нередко в нижней части течения уже не прикасаются к склонам долины, а лежат как бы без берегов.

10. Наблюдается и раздельное течение ледника и его притока даже в общем русле.

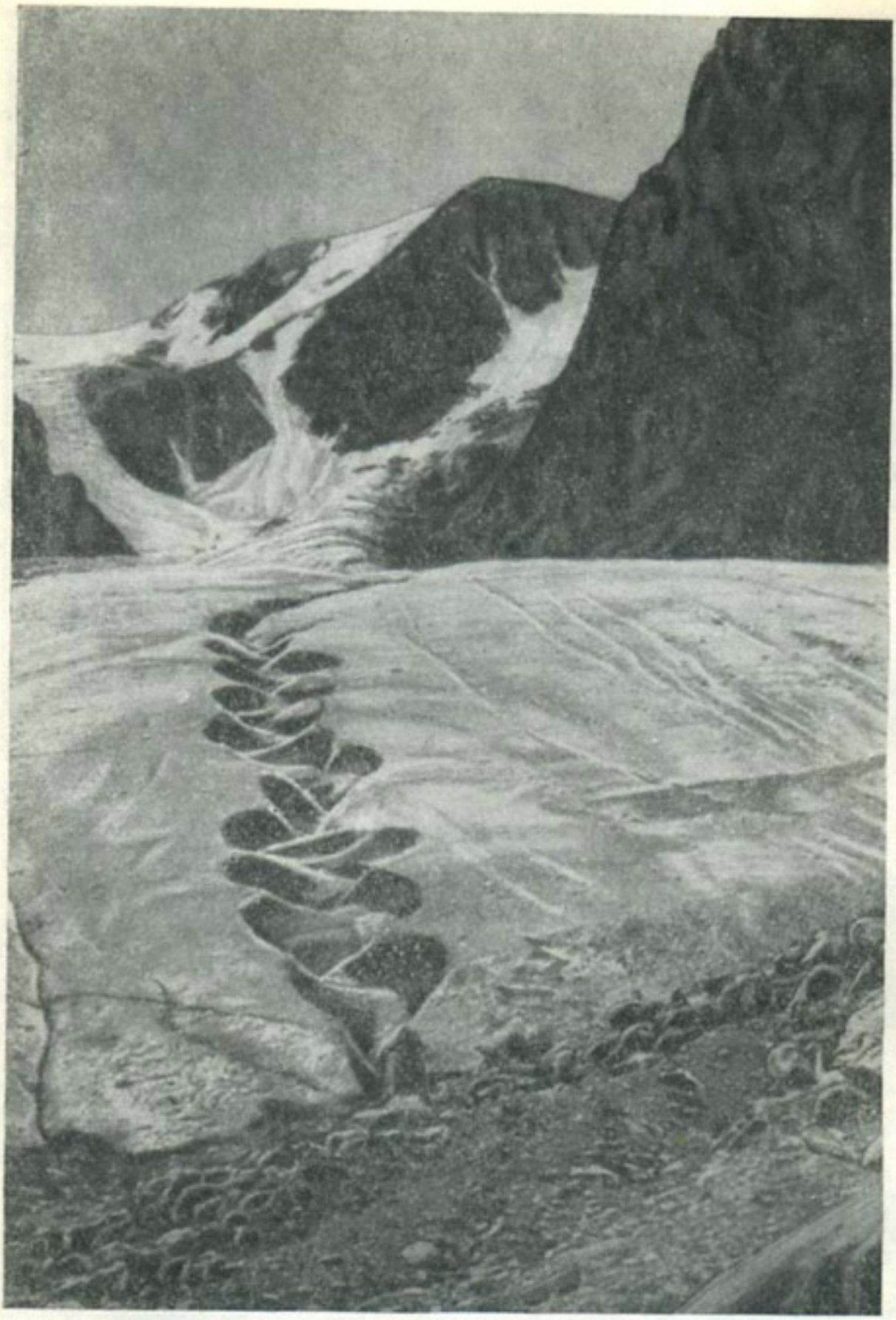


Рис. 80. Открытый конец отступающего ледника.

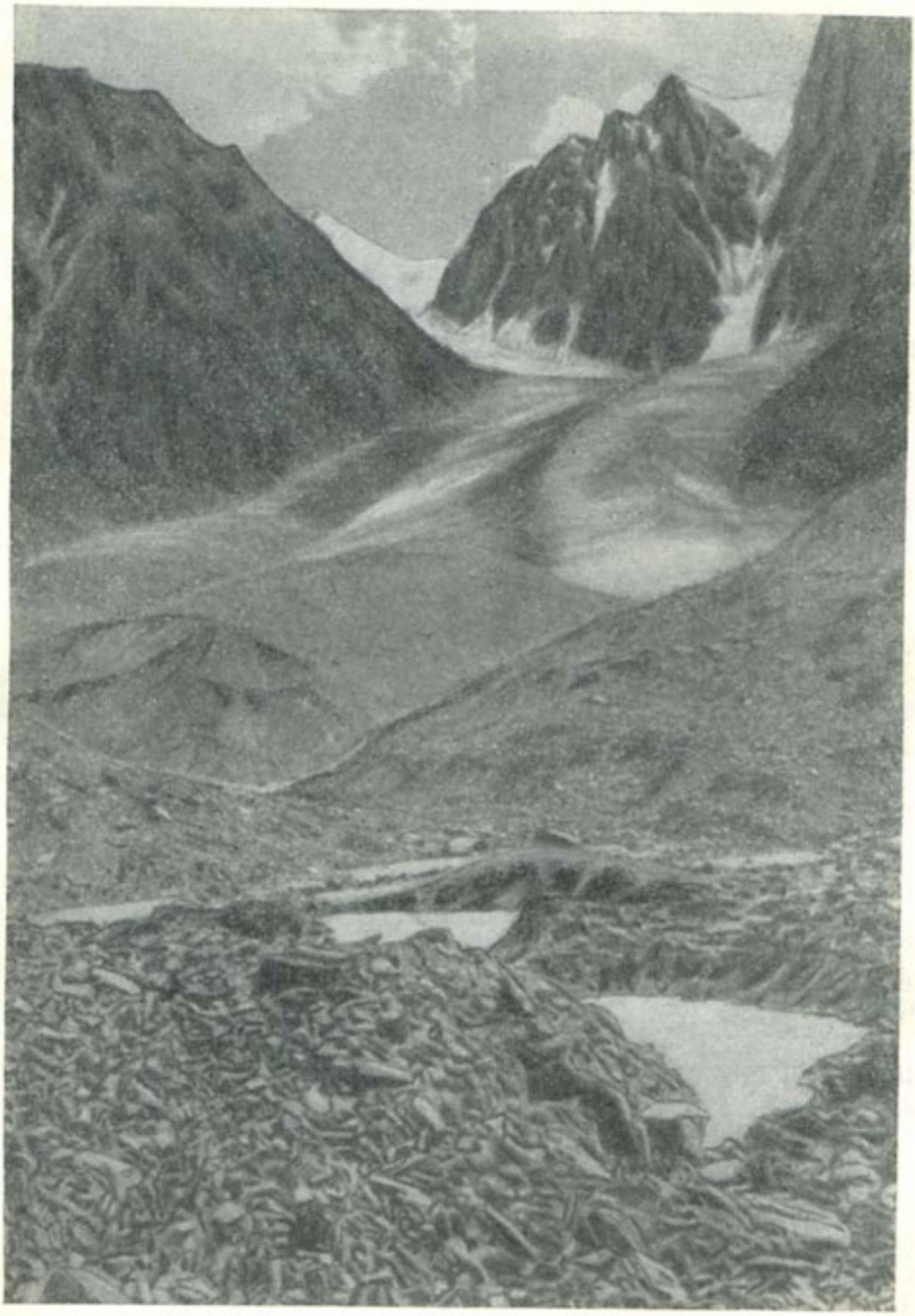


Рис. 81. Конец ледника, загруженный мореной.

11. Одной из характерных черт ледников Средней Азии является развитие сплошного моренного покрова не только на концах ледниковых языков, но иногда на одну четверть или на одну пятую всей длины.

Заметим, что все эти признаки наблюдаются и на Алтае, хотя здесь они выражены менее резко. Добавим еще один: конец малого ледника бывшего притока может располагаться на более низком уровне, чем у главного (ледники Большой и Малый Актру).

Надо сделать следующее общее замечание. Если ледник сокращается длительное время, то нарушается соответствие между вмещающей формой рельефа, обычно хорошо выраженной морфологически, и размером оледенения. Появляются также хорошо видимые признаки начала дробления оледенения. Перечисленные здесь по С. В. Калеснику свидетельства угасания оледенения можно рассматривать как частные признаки нарушения соответствия.

Признаки наступания ледников и разрастания оледенения известны гораздо хуже признаков его сокращения, так как со времени развития серьезных научных гляциологических наблюдений не было крупных и длительных наступаний ледников. Эти признаки главным образом сравнительные: увеличилось общее заснежение склонов, больше стало снега на перевалах, стала вздуваться поверхность ледника, увеличилась его скорость движения. Наступающий ледник может толкать перед собой скопление моренного материала (но может и перекрыть его сверху), а отступающий, наоборот, отодвигается от моренного вала. Впрочем, этот признак трудно наблюдать, если конец ледника скрыт под моренным покровом.

По отношению к формам ледников в условиях сокращения оледенения и в условиях нарастания ледников можно повторить выражение С. В. Калесника (1937, стр. 113) по поводу оледенения Средней Азии: «Регрессивная фаза оледенения оказалась богаче формами, чем нормальная или прогрессивная стадии; все ледники живут или развиваются более или менее одинаково, но зато умирают они по-разному».

Так и снежный покров в начале зимы всегда ложится более ровно, чем он стаивает весной. Очевидно, что приведенное выражение С. В. Калесника нельзя понимать буквально, так как и нарастание оледенения может происходить неодинаково в зависимости от местных условий.

О РОЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В КОЛЕБАНИЯХ ЛЕДНИКОВ

Ледник может оставаться стационарным, если влияния температуры воздуха и количества осадков на его размеры

взаимно компенсируются, хотя свойства ледника при этом обязательно меняются.

Практически, однако, в гляциологии часто ставился и ставится вопрос о том, какой из указанных факторов имеет главное, так сказать, ведущее значение в колебаниях ледников — осадки или тепловые условия. Такая постановка вопроса имеет научное и практическое значение. Ведь, например, увеличение размеров оледенения под влиянием увеличения количества осадков приводит не к таким результатам, как понижение температуры воздуха. В первом случае ледник более активен, дает больше талых вод, обладает большей эродирующей способностью.

Ф. Форель в ряде работ (1881—1910 гг.) доказывал, что главным фактором колебания ледников являются осадки; воздействие же непостоянства температурных условий является второстепенным. Суть дела (по Ф. Форелю) заключается в том, что непосредственной причиной наступания или отступания ледников являются изменения скорости движения; они в свою очередь определяются объемом аккумуляции в областях питания ледников.

Примером может служить поведение ледника Фернагтфернер (по данным Финстервальдера, Блюмке и Гесса; Гесс, 1933), скорость которого на одном и том же профиле менялась следующим образом: в 1888—1891 гг. (во время отступания) 17 м в год, в 1886—1900 гг. (во время наступания) 280 м в год, в 1904—1905 гг. (во время отступания) 20 м в год.

Эти примеры вполне понятны и убедительны. Понижение температуры воздуха само по себе не может вызвать быстрое наступание ледника. Как известно, аналогичной точки зрения придерживался и А. И. Воейков (1948, стр. 280), причем он распространял это и на древнее оледенение: «Когда есть ясные следы ледников, более обширных, чем нынешние, нужно стараться найти условия, при которых снега в то время могли быть обильнее».

Вместе с тем, однако, накопилось много данных, указывающих на большую роль температурного фактора, т. е. фактора абляции, в колебаниях ледников. Надо подчеркнуть два обстоятельства: 1) фактор собственно температурный действует заодно с солнечной радиацией, так как в горных местностях потепление обычно связано с увеличением числа часов солнечного сияния, а похолодание — с их уменьшением; 2) в зависимости от температурных условий происходит большее или меньшее таяние в области фирна, т. е. может существенно меняться объем аккумуляции.

Сам Ф. Форель в позднейших работах (1908, 1911 гг.) пришел к выводу о тесной связи колебаний швейцарских ледников с изменениями температуры воздуха в Женеве.

С. В. Калесник в книге «Горные ледниковые районы СССР» (1937) анализирует роль температуры и осадков в колебаниях ледников Кавказа и Средней Азии, используя данные станций Орджоникидзе, Новороссийск, Гудаури и Тбилиси. Периоды действительно наблюдавшихся наступаний кавказских ледников (1877—1887 и 1907—1914 гг.) удовлетворительно совпадают с холодными летними сезонами. Такие сезоны по средней летней температуре отличаются от нормы на 0,26°, а от теплых сезонов — в среднем на 0,65°. Это понижение температуры эквивалентно снижению снеговой границы на 100 м.

В отношении ледников Средней Азии также обнаружилось, что все известные случаи их наступания приходятся на периоды похолодания летнего сезона (по станциям Самарканд, Ташкент, Алма-Ата).

С. В. Калесник приходит к следующему выводу (1937, стр. 161):

«Таким образом, наблюдающееся в последние 80—90 лет общее сокращение ледников и отдельные асцилляции на фоне этого сокращения обусловлены главным образом температурными колебаниями при неизменном (т. е. с амплитудой не свыше 15%) в среднем количестве атмосферных осадков».

Аналогичные взгляды высказывает Г. Толлнер (1954) относительно ледников в Восточных Альпах, где хорошо установлены колебания ледников за длительный период времени. С другой стороны, есть возможность использовать материалы наблюдений давно работающих метеорологических станций: в Вене, Инсбруке, на Зоннблике и др. Г. Толлнер нашел, что периоды сокращения и периоды наступания ледников в общем удовлетворительно увязываются с колебаниями температурного режима: первые — с повышением летних температур при большом числе солнечных дней, вторые — с годами, когда лето было прохладным, а в горах наблюдались частые снегопады.

Г. Хойнкес (1955) на основании точных, но кратковременных наблюдений в Альпах также приходит к выводу о превалирующем значении факторов абляции, но подчеркивает трудности установления количественных связей между климатом и колебаниями ледников.

Г. Хойнкес и Р. Рудольф (1962) анализируют зависимость годового баланса ледника Хинтерейсфернер от метеорологических условий у конца ледника (2400 м) за период с 1952 по 1961 г. Наилучший для ледника 1954-55 г., когда ледник получил прирост вещества в 770 тыс. т, характеризовался средней летней (16 мая—15 сентября) температурой воздуха 4,5° и годовым количеством осадков 843 мм; снеговая линия располагалась на высоте 2830 м. Наихудшим был 1957-58 г.; показатели такие: потеря вещества 9,83 млн т, температура 5,8°, сумма осадков 831 мм, высота снеговой линии 3120 м. Решающее

влияние температуры воздуха в данном случае очевидно. Оно подтверждается также наблюдениями за весь период, однако авторы подчеркивают общую сложность погодных влияний и, в частности, большую роль летних снегопадов.

Е. С. Трошкина (1962) подчеркивает, что особенно благоприятными для ледников Эльбруса были 1909—1914 гг., когда постоянно наблюдались отрицательные отклонения температуры от нормы; летние сезоны были холодными.

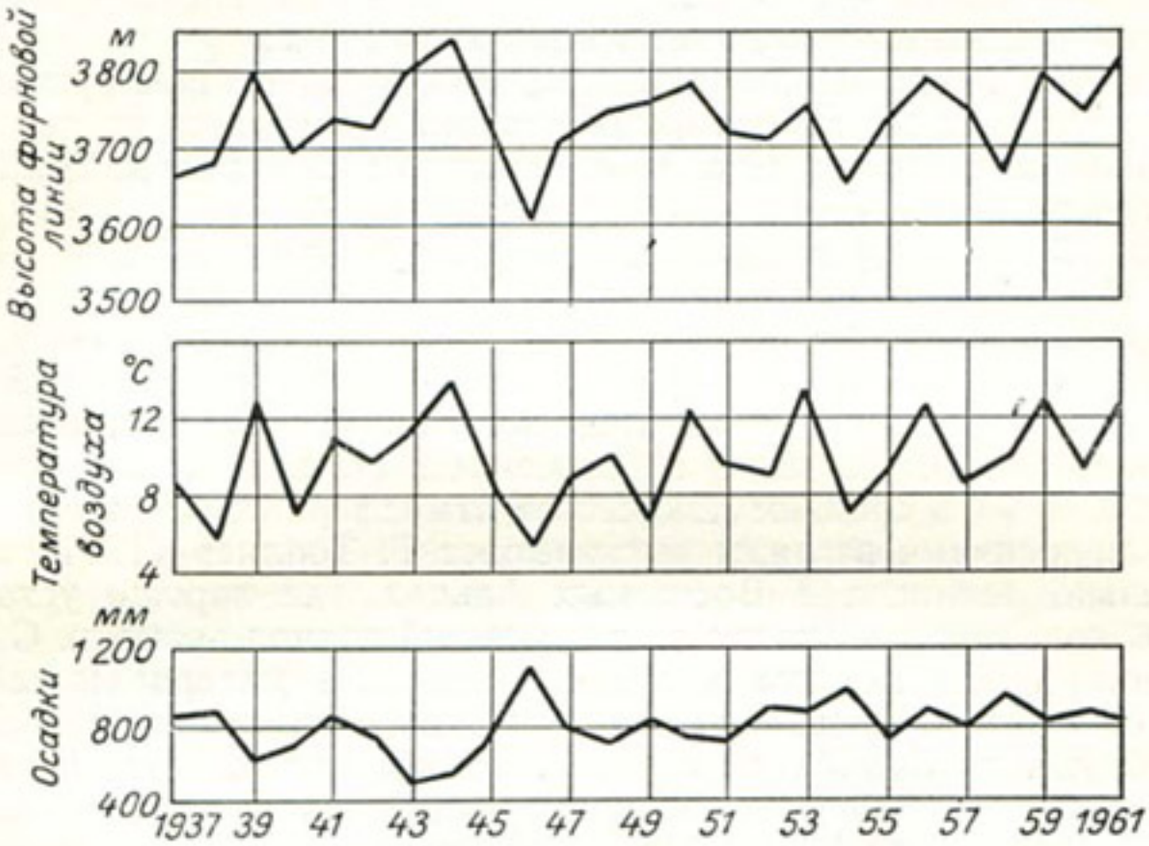


Рис. 82. Ход основных метеорологических элементов и высоты фирновой линии на Центральном Туюксуйском леднике (по Н. Н. Пальгову).

Осадки — за предшествующий гидрологический год по данным станции Мын-Джелки, температура воздуха — суммарная из средних месячных положительных температур по данным этой же станции, приведенная к средней высоте ледникового языка.

Большой интерес представляет хорошо обоснованное сообщение Н. Н. Пальгова (1954) о том, что главная роль в изменениях пространственного состояния ледников Заилийского Алатау принадлежит температуре воздуха. Этот вывод подтверждает следующее очень важное обстоятельство. Оказалось, что изменения высоты снеговой линии, имеющие некоторое определенное значение для пространственного состояния ледников, гораздо лучше согласуется с летними температурами воздуха, чем с осадками (Пальгов, 1954а, 1962, 1964).

На рис. 82, заимствованном у Н. Н. Пальгова, сопоставлен ход температуры, количества осадков и высоты фирновой линии на Центральном Туюксуйском леднике с 1937 по 1946 г. Гра-

фик показывает, что связь высоты фирновой линии с температурой воздуха очень хорошая, а с осадками — менее четкая.

Колебания высоты фирновой линии (снеговую линию Н. Н. Пальгов особо не выделяет), согласованные с суммами положительных температур, отмечены в 22 случаях из 24, а согласованность с суммами осадков — только в 16 случаях. График показывает также, что при повышении летней температуры воздуха на 1° фирновая линия поднимается на 60—70 м, а при увеличении количества осадков на 100 мм она понижается только на 30 м. Можно сказать, что фирновая линия более «чувствительна» к температуре, чем к осадкам. Однако необходимо учитывать и температуру воздуха и количество осадков. Н. Н. Пальгов вывел целый ряд соответствующих формул. Наилучшие результаты дает формула

$$\Phi = 3721 + 16t - 0{,}18c\,,$$

где Φ — высота фирновой (снеговой) линии; t — средняя температура воздуха за июнь, июль, август по данным ближней станции Мын-Джелки, приведенная к среднему уровню ледника; c — сумма осадков за годичный период с сентября по август.

Укажем еще на следующее важное наблюдение в высокогорной зоне Алтая. Граница леса за последние примерно 100 лет, т. е. за период общего отступания ледников Алтая, поднялась на 70—80 м. Это выражается в забегании вверх по склонам молодняка лиственницы и кедра, в зарастании лесом предледниковых участков долин. Речь идет о таких склонах, где степень увлажнения достаточна для произрастания древесной растительности. Значит, все дело в повышении температуры воздуха в летние сезоны.

В качестве вывода о причинах колебания ледников приведем заключение С. В. Калесника (1937, стр. 162) о том, что для оледенения благоприятна «та совокупность метеорологических элементов, которая приближает климат данной местности к океаническому типу; изменение же климата в сторону континентальности производит обратное действие». Но это лишь предварительный вывод. Нужны такие гляциоклиматические показатели, которые позволили бы устанавливать количественные связи между климатом и оледенением. Несомненно, что изменения режима ледников связаны с атмосферной циркуляцией, чередованием форм зональной и меридиональной циркуляции. Для конкретизации этих связей также нужны гляциоклиматические показатели.

О ПЕРИОДИЧНОСТИ В КОЛЕБАНИЯХ ЛЕДНИКОВ

Попытка применить к объяснению колебаний ледников представление о коротких (относительно) климатических периодах, вообще говоря, терпит неудачу. Таких периодов, как известно,

выделено и выделяется много: 35-летний брюкнеровский период, заключающийся в чередовании сухих и теплых лет, а затем холодных и влажных, 11-летний период, связанный с солнечными пятнами, 16-летний температурный период Вагнера и многие другие. Известно также, что все эти периоды не могли получить общее признание, что они оправдывались в одних местностях или в одни промежутки времени, но не оправдывались в других случаях. Ни один «установленный» период не получил прогностического значения.

Тем более безнадежно искать эти же периоды в ледниковых колебаниях. Ледники располагаются большей частью на высоких уровнях и вообще не в тех условиях, в каких находятся метеорологические станции, по наблюдениям которых намечаются те или иные колебания климата. Ледники нередко имеют очень большое вертикальное протяжение, и поэтому изменения климата в разных их частях могут быть различными. Реакция ледников, особенно крупных, на изменения климата может быть замедленной. Одинаковые или однотипные изменения климата могут дать совсем различный эффект (в смысле колебаний ледников) в разных ледниковых странах.

Принципиально важно отметить еще следующее. Периодические, или циклические, колебания ледников рассматриваются как процесс, подчиненный климату, как изменения в состоянии ледников, обратимые вместе с изменениями климата. Так действительно бывает обычно, но необязательно, и ледниковый процесс может выходить из-под контроля климата. Это значит, что самая возможность периодических колебаний ледников должна отыскиваться в некоторых ограничивающих рамках. Весь вопрос подробнее рассматривается в последней главе монографии. Тем не менее возможность цикличности в колебаниях ледников надо признать реальной в связи с тем, что подчиненность динамики ледников климату представляет собой массовое явление в высокогорных странах.

Э. Рихтер (1891) попробовал подразделить колебания ледников в Альпах за время с 1590 по 1891 г. на периоды в соответствии с 35-летней климатической периодичностью по Брюкнеру. Рихтер действительно наметил девять периодов колебаний ледников внутри общего периода в 300 лет. Однако более строгий анализ всех имеющихся сведений о ледниках показал, что выделенные Рихтером периоды в значительной мере произвольны, что им подчинены далеко не все ледники, что с одинаковым успехом могут быть выделены и другие периоды.

Обстоятельное исследование проблемы цикличности многих обусловленных климатом природных явлений выполнено в целом ряде работ А. В. Шнитникова (1949, 1953, 1957, 1961, 1962 гг. и др.), в том числе в монографии «Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария» (1957).

В табл. 29 помещены обобщенные А. В. Шнитниковым (1961) сведения о колебаниях ледников в Альпах в XVII—XX вв.

Таблица 29

Осредненные периоды наступания ледников (годы)	Интервалы между периодами (годы)
1600—1610 (1605)	
	33
1632—1644 (1638)	
	37
1664—1685 (?) (1675?)	
	39
1712—1716 (1714)	
	24
1734—1743 (1738)	
	30
1767—1770 (1768)	
	21
1787—1790 (1789)	
	31
1814—1825 (1820)	
	32
1845—1856 (1852)	
	35
1880—1894 (1852)	
	31
1914—1924 (1919)	

Данные табл. 29 наглядно демонстрируют цикличность колебаний ледников в Альпах. Такому же ритму подчинены колебания ледников в других горных районах Европы. А. В. Шнитников указывает, что время наступания ледников в разных районах различается не более чем на 6—10 лет. По А. В. Шнитникову, это внутривековая изменчивость оледенения. Она проявляется на фоне многовековой изменчивости, которая характеризуется ритмом в 1800—1900 лет. Многовековой ритм позволяет уточнить хронологию стадиальных наступаний горных ледников после максимума последнего оледенения (этот вопрос рассматривается в последней главе монографии). Ритмы как большой, так и малой продолжительности связываются с колебаниями приливообразующих сил, которые определяются взаиморасположением Земли, Луны и Солнца. Эти силы проявляются в первую очередь в движениях вод Мирового океана, но оказывают воздействие и на атмосферные процессы. В связи с этим должны возникать также ритмы более короткие, чем указанный внутривековой, однако их проявления в ледниковых процессах должны скрадываться и затушевываться локальными особенностями горных оледенений и многообразием индивидуальных черт ледников.

В заключение надо отметить следующее. Нередко высказывается мнение, что сейчас столетний период деградации оледенения кончается, что нужно ждать в ближайшем будущем стационирования и наступания горных ледников. Это вполне возможно, но вся проблема периодичности и цикличности или квазипериодичности, или ритмичности колебаний ледников еще далеко не решена.

ОБЩИЕ ВЫРАЖЕНИЯ УСЛОВИЙ СТАЦИОНИРОВАНИЯ, НАСТУПАНИЯ И ОТСТУПАНИЯ ЛЕДНИКОВ

В наиболее общем выражении стационарность, отступание (сокращение) или наступание (увеличение размеров) любого ледника определяются соотношением между годичным приходом и расходом ледника, т. е. между количеством воды в твердом состоянии, которое ледник получает в течение года и которое он теряет в результате всех видов абляции.

Очевидно, возможны три главных случая:

1) если общий приход равен расходу, то ледник стационарен;

2) если приход больше расхода, то ледник увеличивается в размерах, наступает;

3) если приход меньше расхода, то ледник оступает, сокращается в размерах.

Но практически дело обстоит сложнее.

Под общим приходом ледника здесь подразумевается сумма твердых осадков, которую ледник получает на всей своей поверхности. Следовательно, общий расход составляет таяние и испарение снега на всей поверхности ледника, включая ледниковый язык, и затем стаивание открытого льда. Правда, отнесение к приходо-расходу ледника *сезонного* снежного покрова (главным образом на ледниковом языке), летом сходящего, является в известной степени условным. Практически, однако, трудно отделить этот слой снега от тех твердых осадков, которые, так сказать, оказываются включенными в тело ледника. Кроме того, роль сезонного снежного покрова на ледниковом языке в общем балансе ледника очень велика: чем больше слой зимнего снега, тем позже откроется поверхность льда и тем меньше льда успеет растаять в течение лета.

Если тот или иной тип ледникового баланса устанавливается на длительное время (большое число лет), то непременно установится и тот или иной режим ледника: а) режим стационарный, при котором ледник испытывает только сезонные колебания, или б) режим отступания и сокращения, при котором не только укорачивается, утоньшается и отступает ледниковый язык, но также сокращается его общая площадь и оседает масса фирна в области питания или, наконец, в) режим насту-

пания, при котором ледник разрастается во всех своих частях и конец его продвигается вперед.

Однако в результате колебаний климата такое единство режима всего ледника может легко нарушиться. Так может случиться, что при наличии общего положительного баланса ледника, т. е. общего перевеса прихода над расходом, конец ледника все же будет продолжать отступать. Одинаково возможен и обратный случай, когда длинный язык ледника еще продолжает наступать, хотя питание ледника уже стало недостаточным. Практически (и теоретически) важно установить общие условия этих разнообразных случаев.

Если обозначим через Q приход ледника в его области питания и через A общую величину абляции ледникового языка, то три состояния ледника выразятся следующими соотношениями:

стационарное состояние $Q=A$;

наступание $Q>A$;

отступание $Q<A$.

Для более точного представления о различных состояниях ледника, введем еще величину W, означающую то количество льда, которое ежегодно через поперечное сечение ледника в области снеговой линии продвигается из фирнового бассейна в область абляции. Тогда стационарное состояние ледника выразится уравнением

$$Q = W = A\,,$$

где все три величины должны быть выражены в одинаковых единицах, например в кубических метрах воды.

Если считать, что вся накопленная вверху масса воды в твердом состоянии ежегодно переходит через указанное сечение, то наступание и отступание выразятся следующими уравнениями:

наступание $Q=W>A$;

отступание $Q=W<A$.

Однако вследствие общей затруднительности перемещения больших масс льда ледникам свойственна значительная инерция в их движении. Поэтому величина «истечения» льда W может оказаться в течение одного года или даже ряда лет либо больше, либо меньше величины «накопления» Q. Возможны различные комбинации величин Q, W и A, например $Q<W>A$.

Это значит, что ледниковый язык наступает или, можно сказать, продолжает еще наступать, но питание ледника недостаточно, т. е. подготовляется отступание ледника.

Если $Q > W = A$, то ледниковый язык пока еще остается стационарным, но в фирновом бассейне уже подготовлено и скоро должно начаться общее наступание ледника.

Возможны и другие комбинации Q, W и A; всего существует девять комбинаций (табл. 30).

Таблица 30

№ п/п	Комбинация	Состояние ледника
	Основные случаи	
1	$Q = W = A$	Ледник стационарен
2	$Q > W > A$	Ледник наступает, общие размеры увеличиваются
3	$Q < W < A$	Ледник отступает, сокращается
	Переходные случаи	
4	$Q = W > A$	Наступает ледниковый язык
5	$Q = W < A$	Ледниковый язык отступает
6	$Q > W = A$	Ледниковый язык стационарен, но подготовляется наступание
7	$Q > W < A$	Ледниковый язык еще отступает, но подготовляется наступание
8	$Q < W = A$	Ледниковый язык стационарен, но подготовляется отступание
9	$Q < W > A$	Ледниковый язык еще наступает, но подготовляется отступание

Таким образом, кроме трех основных случаев состояния ледника (стационарное, наступание, отступание) возможны еще шесть переходных случаев.

Такое рассуждение можно применить не только к сечению тела ледника вдоль снеговой линии CD (рис. 83) или вдоль линии равновесия между аккумуляцией и абляцией, но и к любому поперечному сечению ледникового языка, например C_1D_1, C_2D_2, C_3D_3. Если ледник стационарен, то для любого поперечного профиля ледника будет справедливо уравнение

$$Q_i = W_i = A_i,$$

где Q_i — накопление твердого вещества на всей площади ледника выше данного профиля; W_i — истечение льда (годовое) через сечение, соответствующее этому профилю; A_i — величина абляции ниже профиля. В самом деле, любая поперечная линия C_iD_i делит ледник на две части — верхнюю и нижнюю. В верхней части, хотя она включает некоторую площадь абляции C_iCDD_i, преобладает аккумуляция твердых осадков, т. е. накопление воды в твердом виде; ведь иначе было бы невоз-

можно поддержание потока льда W_i, направленного вниз. Этим потоком льда в свою очередь поддерживается существование нижней части ледника с ее абляцией, равной A_i. Стационарное состояние ледника, очевидно, связывается обязательно с равенством величин Q_i, W_i, A_i.

Для типичного состояния наступания ледника должно быть характерно на любом профиле ледникового языка избыточное

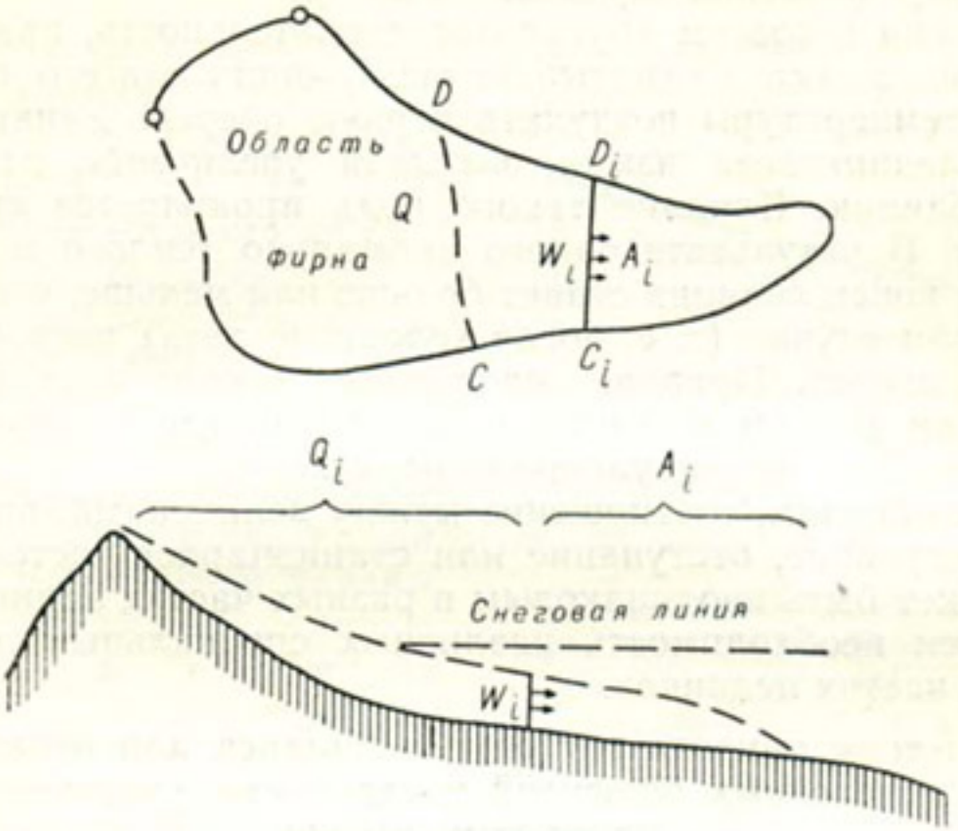


Рис. 83. Общие условия стационарности ледника для произвольно взятого поперечного профиля ($Q_i = W_i = A_i$).

поступление вещества сверху, т. е. $W_i > A_i$, а для отступания, наоборот, — недостаточное поступление, т. е. $W_i < A_i$.

Для переходных случаев наиболее характерно то, что для одного профиля $W_k < A_k$, а для другого профиля $W_l > A_l$. Это значит, что одна часть ледника находится в состоянии наступания, а другая — в состоянии отступания, сокращения. Суть дела в том (и это является общей чертой различных переходных состояний), что ледник не сразу, а лишь постепенно может изменить свое состояние в соответствии с тем или иным колебанием климата. У ледника, который еще продолжает отступать, привнос льда сверху на нижние уровни меньше потери его абляцией. Но на некоторой высоте может образоваться линия равновесия (Н. Н. Пальгов, 1958), где $W = A$; она показывает, что в верхней зоне уже началось наращивание массы ледника. Ледник «отстает» от климата тем больше, чем он крупнее, в частности чем длиннее ледниковый язык. Таким образом, переход-

ные, или промежуточные, так сказать, не уравновешенные с климатом состояния особенно характерны для длинных ледников.

Чтобы объем льда мог спуститься вниз по леднику, допустим, на 20 км, нужны сотни лет. Правда, при наращивании массы в фирновом бассейне волна увеличенной скорости движения ледника перемещается вниз быстрее, чем движется сам лед. Но и этот процесс бывает длительным, за исключением отдельных катастрофических случаев.

Возможна и совсем другая последовательность, при которой воздействие климата охватывает весь ледник или его части. Изменения температуры воздуха в первую очередь влияют на состояние ледникового языка, вызывая увеличение или уменьшение абляции. Влияние такого рода проявляется сразу, без задержки. В результате одного аномально теплого или холодного лета конец ледника станет больше или меньше, чем обычно, и во втором случае (т. е. после холодного лета) несколько продвинется вперед. Правда, наступание такого рода не может быть таким резким и быстрым, каким иногда бывает «ледниковый паводок», надвинувшийся сверху.

Таким образом, соотношение между величинами, определяющими наступание, отступание или стационарное состояние ледника, может быть неодинаковым в разных частях ледника. Этим вызывается необходимость различных специальных измерений в разных частях ледников.

Выражения приходо-расходного баланса для отдельных поперечных профилей и отдельных участков ледниковых языков

Если ледник стационарен, то уровень ледниковой поверхности остается в среднем одинаковым, но испытывает сезонные колебания, связанные с процессами снегонакопления и таяния снега и льда. Поверхность ледникового языка летом снижается по причине интенсивного стаивания, но средний ее уровень поддерживается за счет притока льда сверху. Но это среднее равновесие нарушается в период наступания или отступания ледника; тогда превалирует либо приток льда, либо абляция ледниковой поверхности.

Будем, следуя Н. Н. Пальгову (1956), рассматривать некоторый поперечный профиль ледника, обозначенный точкой *B* на рис. 84. Через эту точку перпендикулярно плоскости рисунка проходит поперечная линия на поверхности ледника. Контур *BCDE* изображает продольный разрез ледникового языка в области выбранного профиля и несколько выше, где ледник, вообще говоря, должен иметь несколько бóльшую толщину. Это значит, что ледник на профиле *B* благодаря своему движению будет иметь п р и в н о с л ь д а сверху. Пусть *BE* — измеренная величина годичного перемещения льда, равная *d*. Линия *BF*

проведена параллельно нижней поверхности ледника, соприкасающейся с его ложем. Уклоны ложа и верхней ледниковой поверхности обозначим через α и β соответственно. При малых углах наклона вполне можно принять, что $BF=BE$. Тогда легко видеть, что годичная величина привноса льда к профилю, выраженная в метрах поднятия ледниковой поверхности, представляется следующим образом:

$$Q = d(\operatorname{tg}\alpha - \operatorname{tg}\beta).$$

Пусть у выбранного профиля измерена годичная величина абляции, равная A. Тогда очевидно, что выражения $Q=A$, $Q>A$ и $Q<A$ будут характеризовать соответственно стационарное состояние ледника, поднятие и опускание его поверхности. Само собой разумеется, что данные, относящиеся к одному только профилю ледника, недостаточны для общих выводов о его состоянии, но они важны для детальной характеристики динамики ледников. Для языка Центрального Туюксуйского ледника в Заилийском Алатау, Н. Н. Пальгов приводит такие средние величины: абляция 44 см, годичный привнос льда только 14 см. Поверхность ледника должна снижаться, что и подтверждается прямыми данными нивелировок.

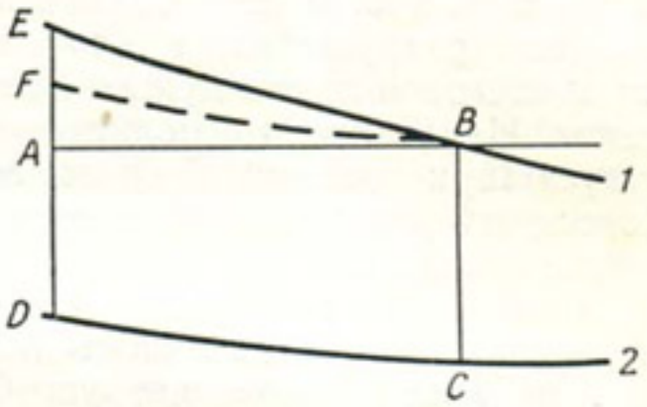


Рис. 84. Схема, поясняющая приток льда сверху к поперечному профилю ледника.

1 — поверхность ледника, уклон β. *2* — ложе ледника, уклон α.

Заметим, что практическое применение этого способа осложняется тем, что очень трудно измерять уклон ледникового ложа. Тем не менее способ Н. Н. Пальгова в ряде случаев может быть применен с успехом. Его можно использовать также для расчета приходо-расходного баланса любой части ледникового языка, заключенного между двумя профилями. Величина приходо-расхода вещества на площади S между профилями может быть выражена так:

$$q = W_1 - W_2 - aS,$$

где W_1 — приток льда сверху; W_2 — отток его книзу; a — величина абляции. Если ледник нестационарен, то величина q (годичная) может быть и положительной и отрицательной.

Различные детализирующие балансовые расчеты имеют большое и разнообразное значение, в частности гляциоклиматологическое. Такие расчеты позволяют сопоставить более точно и обоснованно динамику ледников в разных странах.

Детальные балансовые измерения нужны для выяснения степени устойчивости ледников. Ледник Хоффельсйокуль в Исландии, имеющий площадь 312 кв. км и платообразную область питания с максимальной высотой отдельных точек около 1500 м, при высоте снеговой линии 1100 м теряет (по Альману, 1948) 111 млн. куб. м воды в год. При поднятии снеговой линии до 1200 м (1935—1936 гг.) площадь питания ледника резко сократилась. На этой площади аккумуляция составила 383 млн. куб. м, что превышает абляцию (278 млн. куб. м) только на 105 млн. куб. м. Общий баланс ледника стал резко отрицательным и характеризовался годовой потерей вещества в 364 млн. куб. м. Эти данные говорят о близости ледника к состоянию разрушения, а для определения критической высоты снеговой линии нужны повторные точные балансовые измерения. Напомним, что поднятие снеговой линии на 100 м соответствует (при постоянной сумме осадков) лишь очень небольшому (около 0,6°) повышению температуры. Ледник Хоффельсйокуль явно неустойчив.

Само собой разумеется, что большой горный ледник, над которым питающие его склоны поднимаются на 1500—2000 м или еще больше, не потеряет устойчивости при поднятии снеговой линии на 100—200 м; он лишь сократит свой язык. Но для решения вопроса в каждом отдельном случае нужны балансовые измерения как на ледниковом языке, так и в области фирна. Впрочем, эти измерения на крутых и высоких горных склонах чрезвычайно затруднительны.

Очевидно, что точные и детальные балансовые измерения и расчеты нужны в том случае, если планируется «эксплуатация» ледника путем искусственного усиления абляции. Необходимо иметь в виду, что значительное сокращение размеров ледника и снижение его поверхности могут существенно повлиять на его баланс в последующие годы.

О ПРИЧИНАХ НЕОДИНАКОВЫХ КОЛЕБАНИЙ ЛЕДНИКОВ

Неодинаковость изменений ледников, находящихся в разных климатических зонах, представляется вполне естественной. Она может быть связана: во-первых, с тем, что сами изменения климата, даже весьма общего характера, могут быть различными в разных широтных зонах и вообще в разных районах земного шара; во-вторых, с тем, что однотипные изменения климата могут влиять по-разному в зависимости от существа климатической базы оледенения. Так, современное отступание горных ледников в основном связывается с потеплением климата и поэтому представляет собой весьма общее явление. Но в Антарктиде «запас холода» более чем достаточный, и здесь потепление климата в смысле воздействия на размеры ледникового щита как

будто должно компенсироваться увеличением количества осадков. Однако П. А. Шумский (1964) обосновывает противоположный вывод: общее потепление климата и повышение температуры в толще льда должны привести к ускорению его движения, к более быстрой разгрузке Антарктиды от масс льда и к уменьшению размеров ледникового щита. П. А. Шумский (1964, стр. 111) заключает: «При одновременных и однозначных изменениях климата ледниковые эпохи Антарктики синхронны ледниковым эпохам северного полушария».

Однако и ледники, расположенные недалеко друг от друга, а иногда даже соседние, могут вести себя по-разному. С. В. Калесник (1939) приводит следующий пример: «Два соседних правых притока гигантского ледника Хиспар (в Каракоруме) — Лак и Чур — вели себя одно время диаметриально противоположно: Лак явно отступал, Чур — явно наступал». Объяснение этого (по С. В. Калеснику) весьма простое: ледник Лак гораздо длиннее Чура, и обильные снегопады в течение ряда лет, вызвавшие наступание короткого ледника, еще не повлияли на язык длинного ледника.

На Алтае в период 1940—1954 гг. ледники горного узла Биш-Иирду медленно отступали (по 2—4 м в год); однако в 1952 г. ледник Большой Актру продвинулся вперед по сравнению с 1949 г. Подобных примеров в литературе приведено много.

Далеко не всегда можно найти конкретные причины таких «разнозначных» колебаний ледников. Суть дела в различных чертах взаимодействия между климатом, рельефом и оледенением. Можно, однако, указать ряд факторов, вызывающих неодинаковое поведение ледников.

Влияние экспозиции

Ледники, обращенные на юг, более чувствительны к изменениям солнечной радиации, чем ледники, расположенные на северных склонах. Кроме того, южная экспозиция способствует усилению процесса сокращения оледенения, *какова бы ни была основная причина этого процесса*. Дело в том, что склоны южной экспозиции под лучами солнца легко освобождаются от снега и сами становятся источником тепла, а это усиливает таяние ледников. Отступание и сокращение малых ледников южной экспозиции легко могут привести и к полной их ликвидации. Выше мы уже описывали подобный случай на Алтае. Другой хороший пример находим в замечании О. М. Знаменской (1936) относительно очень быстрого сокращения ледников южного склона Богосского хребта на Кавказе. Это отмечено и в книге Г. К. Тушинского (1963).

Кроме экспозиции по отношению к странам света, имеет значение экспозиция по отношению к преобладающим ветрам.

Это влияние вообще сложно и трудно поддается учету. В самом деле, если, например, данный год характеризовался усилением западных ветров, то спрашивается, какой склон хребта может получить увеличенное количество снега — наветренная ли сторона, первая принимающая осадки, или подветренная, куда снег может переноситься ветром. Ответ требует сложных специальных исследований. Вообще ветер может оказывать действие, не согласующееся с влиянием на абляцию ни общего количества осадков, ни температурного фактора.

Размеры ледников

Чем больше размеры ледника, в частности его длина, а также вертикальное протяжение, тем сложнее реакция ледника на те или иные изменения климата. Одни части большого ледника могут находиться в состоянии наступания, другие одновременно могут иметь все признаки отступания. Наиболее характерны такие переходные состояния: 1) когда в фирновом бассейне уже имеется избыток вещества, а ледниковый язык еще продолжает отступать; 2) когда, наоборот, ледниковый язык стационарен или даже продвигается вперед, но наверху уже недостает вещества, т. е. запасов фирна и снега.

Большим ледникам по сравнению с малыми свойственна замедленность реакции ледниковых языков на изменения климата, длительное ее запаздывание. У малых ледников, наоборот, процесс «согласования», или «уравновешивания», с климатом происходит быстрее. Ледник Малый Актру на Алтае (длина 3 км) для выравнивания своего баланса (если только будет стабильным климат) должен укоротиться на 400 м (Окишев, 1964). На это потребуется 50—60 лет.

Амплитуда ежегодных подвижек концов крупных ледников больше, чем у малых. Выше приводились случаи, когда наступание или отступание больших ледников измерялось сотнями метров за 1 год. Само собой разумеется, что малый ледник такой способностью обладать не может.

Значение уменьшенных абсолютных величин отступания у малых ледников должно быть подчеркнуто особо. Это есть признак определенной устойчивости ледников (по крайней мере большинства их) при современных климатических условиях. В самом деле, если бы ледник длиной 1 км (таких ледников очень много) стал бы отступать на 25 м ежегодно, то он исчез бы очень скоро. Ни в Альпах, ни на Алтае, ни на Кавказе массовой ликвидации малых ледников нет. В тех же случаях, когда величина отступания остается значительной, несмотря на малые размеры ледника, речь идет действительно о ликвидации ледников. Примером могут служить ледники Ваксеккеес и Горнкеес в Циллертальских Альпах, имеющие длину 2—3 км; первый

за последние годы очень быстро потерял язык и ушел на высокий приступок; второй за 8 лет уменьшился в длине на 260 м. Однако при современном сокращении оледенения случаи ликвидации ледников — пока частное явление.

Что касается относительных изменений длины, площади и объема ледников (т. е. по отношению к первоначальным размерам), то они у малых ледников, как правило, бывают не меньше, а больше, чем у крупных ледников. Площадь малых ледников в горном узле Биш-Иирду на Алтае за последние 100 лет сократилась на 30%, а крупных ледников — в три раза меньше (по Окишеву, 1964).

Надо заметить, что указанные здесь общие черты влияния размеров ледников на их собственные колебания на самом деле проявляются разнообразно, неодинаково, в различных вариациях. Большое значение имеют, конечно, не только размеры ледников, но и индивидуальные особенности условий залегания и формы ледников.

Влияние форм бассейна аккумуляции и канала стока

С. Моравец (1940) выделяет несколько типов ледников, отличающихся условиями залегания и по-разному реагирующих на изменения климата:

1) ледники с большими фирновыми полями и небольшими крутыми языками, как, например, крупный альпийский ледник Алалин; они реагируют быстро, наступая или отступая, на изменения условий питания;

2) ледники с относительно уменьшенными фирновыми полями и с большими и плоскими языками; к ним относятся большие ледники Алечский, Пастерце, Хинтерейсфернер и др.; они реагируют на изменение питания постепенно, изменения их концов могут быть большими, но малые частые колебания им несвойственны;

3) ледники с относительно небольшими фирновыми областями, с крутыми, в виде уступов языками; они могут реагировать на климатические изменения или быстро и сильно, или медленно и слабо в зависимости от достаточности или недостаточности соответствующих импульсов в верхних частях ледников. Таким ледникам вообще свойственна неравномерность движения.

Большое значение имеет высота расположения основных фирновых полей и фирно-ледосборных бассейнов ледников. Если они расположены высоко, выше снеговой границы, то не подвергаются таянию и ледник в этом случае будет слабее реагировать на изменения температуры, чем при более низком расположении фирновых полей.

По Г. Гессу (1904, 1933), ледники тем быстрее реагируют на избыток питания, чем больше уклон фирновых полей, чем

короче и круче языки ледников, чем слабее явления подпруживания. Принципиально важно то положение, что наступание и отступание ледников зависят не только от условий питания и абляции, но и от движения масс льда, от условий их перетекания из верхней области в нижнюю.

Влияние моренного покрова

Защитное действие моренного покрова на ледниках общеизвестно. Под моренным плащом ледниковый язык длиной 10 км стаивает на столько же, на сколько стаивает открытый язык длиной лишь 1 км. Защитный моренный покров может способствовать сохранению, иногда наступанию, но не отступанию ледников. В этом, однако, еще не заключается ответ на вопрос о влиянии моренного покрова на колебания ледников.

При значительной мощности и активном движении льда вплоть до самого конца ледника загруженный мореной ледниковый язык может быть стационарным или наступать аналогично открытому языку; но отступание такого ледника, во всяком случае, задержится, запоздает. Вместе с тем загруженная часть ледникового языка в известной мере подпруживает лед выше загруженной массы и способствует поддержанию уровня ледниковой поверхности.

Если происходит длительное сокращение оледенения, то загруженные мореной ледниковые языки вместо отступания теряют активность. Массы льда под мореной долгое время могут оставаться почти без движения. Они могут оказаться обособленными, если расположенная выше часть ледникового языка, утоньшаясь, образует новый уплощенный конец, менее загруженный мореной (см. рис. 63).

Типично это явление для ледников Заилийского Алатау (Пальгов, 1958, 1964).

При наступании ледников с сильно загруженными языками возможно движение активного льда и даже фирна поверх мертвых или малоподвижных масс старого льда. Тогда получается один из случаев образования «двухъярусного» ледника. Такие ледники сейчас хорошо описаны в литературе (Калесник, 1963).

* * *

Можно указать еще некоторые обстоятельства, от которых могут зависеть колебания отдельных ледников.

В связи со множественностью различных причин, обусловливающих динамику оледенения, кажется полезным подразделить их на группы.

1. Неодинаковые местные изменения климата при наличии общих изменений на значительной территории. Важно подчеркнуть различные в этом отношении свойства отдельных элементов климата. Изменения температуры воздуха сами по себе

обладают большой степенью общности на значительных территориях и даже на разных высотах. Но этого нельзя сказать только о солнечной радиации и о солнечной радиации совместно с термическим режимом склонов. Количество атмосферных осадков меняется под влиянием рельефа. В связи с дополнительным фактором — ветром — могут возникать на местности многократные различия в величинах аккумуляции твердых осадков.

2. Различное отношение самих ледников к изменениям климата; в частности, одни ледники более «чувствительны» к изменениям количества осадков, другие — к температурному режиму.

3. Различное запаздывание в поведении концов ледников по сравнению с изменениями климата. Это обстоятельство надо иметь в виду всегда.

Можно предложить другой, пожалуй, более универсальный прием для сравнительной характеристики и оценки изменения отдельных ледников при наличии общих климатических колебаний.

В связи с тем что особенности «поведения» ледников многочисленны, представляет интерес выделить различные типы реакции ледников на изменения климата. Вопрос требует дальнейшей специальной разработки, потому что эти типы оказываются разнообразными как по характеру фактических изменений в состоянии и размерах ледников, так и по комплексу действующих причин и условий. Только в одном районе ледникового Алтая в бассейне реки Актру подмечены следующие основные случаи (Тронов, 1962):

1) устойчиво-стационарное состояние высоко расположенных малых ледников, размеры которых определяются только орографией;

2) нормальная и полная реакция ледника как на колебания температуры, так и на изменения количества осадков;

3) искаженная реакция вследствие загрузки ледникового языка моренным покровом;

4) сильное развитие элементов разрушения ледника, объясняемое общим нарушением соответствия между климатом, самим ледником и вмещающей его обширной формой рельефа;

5) резко выраженная неустойчивость малых ледников и снежников в карах южной экспозиции.

Очевидно, что число возможных случаев гораздо больше.

В той же монографии автора (1962) приведен очень характерный пример ледника Малый Актру, который удовлетворяет следующим условиям полной и малоискаженной реакции на климатические перемены: а) он имеет большое вертикальное протяжение (1550 м) и низко опущенный конец (2240 м); б) он сравнительно невелик и просто «устроен» — имеет расширенную фирновую область и один главный поток; язык ледника

не загружен моренным покровом и не упирается в моренный вал. При таких условиях ледник чувствителен к изменениям температуры на разных высотных уровнях атмосферы, охватывающих и значительную часть фирновых полей ледника. Вместе с тем должны свободно передаваться вниз влияния меняющихся верхних нагрузок; они возникают по причине непостоянства ежегодных объемов аккумуляции и могут вызывать существенные изменения скорости движения льда (см. рис. 42).

Другой очень характерный пример особой реакции ледника на изменения климата приведен на рис. 34. Небольшой и высоко расположенный ледник окружен снегом и защищен от таяния. Ежегодно меняются размеры снежника, но самое тело ледника много лет сохраняется неизменным.

Приведенные примеры показывают, что выделение и обоснование типов реакции ледников на изменения климата можно рассматривать со следующей точки зрения. Общая картина современного сокращения горных оледенений фактически демонстрируется крайним разнообразием индивидуальных черт поведения ледников. Этим затрудняется выяснение основных закономерных связей между климатом и оледенением. Отсюда и вытекает необходимость обоснования промежуточного этапа в изучении всей проблемы, включающего обязательную типизацию процессов.

Другой подход к разрешению проблемы обоснован П. А. Шумским (1961, 1962, 1964б) в его математической теории состояния, движения и колебания ледников. Сущность ее состоит в следующем.

Если ледник стационарен, то между наращиванием вещества в верхних частях ледника, движением льда и утратой вещества в области абляции существуют вполне определенные количественные соотношения. Они могут быть выражены математически в виде уравнений состояния стационарного ледника. В случае нестационарности ледника уравнения состояния должны выразить также тенденцию и пределы изменения ледника вплоть до его уравновешивания с климатом. Задача осложняется, но не становится неразрешимой. Строится нелинейная система дифференциальных уравнений в частных производных третьего порядка; решаются они приближенными методами.

Составление и решение уравнений состояния позволяют сделать ряд заключений, как-то: 1) о скорости тех изменений, которые неизбежно испытывает нестационарный ледник; 2) о том, какие размеры и какую скорость движения будет иметь ледник, когда он вновь придет в состояние равновесия с климатом; 3) о главных причинах, которые могли вызвать наступание или отступание ледника, и некоторые другие заключения. Несомненно, что разработка математической теории изменений и колебаний ледников перспективна. Вместе с тем остается необходи-

мым общий географический подход к решению всей проблемы по причине бесконечного фактического разнообразия объектов изучения.

О ГЛЯЦИОКЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЯХ

В буквальном смысле слова гляциоклиматический показатель — это показатель таких свойств климата, которые оказывают то или иное существенное влияние на ледниковые процессы. Но здесь вопрос ставится шире: речь идет еще о том, какие данные о режиме и состоянии ледников, т. е. показатели собственно гляциологические, важны для характеристики горных климатов.

Вообще говоря, можно констатировать, что любая климатологическая величина не может быть оставлена без внимания, но значение их далеко не одинаково в характеристике условий оледенения и в объяснении свойств последнего. Так, например, можно сказать, что любой температурный показатель климата в той или иной степени определяет эти условия, но особое значение имеют летние температуры воздуха, температуры выше 0°, которые можно назвать эффективными, так как от них зависит интенсивность стаивания ледниковых поверхностей. Эти температуры надо знать возможно точнее. От зимних температур, по существу, «требуется» прежде всего, чтобы они были ниже 0° в течение достаточно длительного времени, что необходимо для накопления твердых осадков. Кроме того, от зимних температур зависит «запас холода» в леднике, а следовательно, свойства льда и особенности процессов льдообразования. Все же, как выше было указано, влияние летних температур сильнее. Важно, очевидно, знать начало и конец периода таяния.

Данные о температуре воздуха, публикуемые в климатологических справочниках и полученные по наблюдениям *неледниковых* станций, расположенных в исследуемом районе, широко используются в гляциологии. При помощи вертикального градиента температуры такие данные распространяются на разные высотные уровни. Изменения во времени осредненных показателей, в частности средних месячных температур воздуха, являются, как правило, однотипными для значительных территорий и помогают оценивать важнейший климатический фактор наступания и отступания ледников. Заметим, что изменение температуры на 0,6° равносильно (при неизменности других условий) повышению или понижению снеговой границы на 100 м, т. е. оказывает большое влияние на состояние ледников.

При помощи таких данных, однако, нельзя оценить количественно составляющие баланса ледников; нельзя, например, точно вычислить суммарную величину сезонной абляции того или иного ледника. Средние месячные температуры воздуха на соседней станции дадут в этом отношении лишь некоторую

общую ориентировку, впрочем, очень нужную для гидрологических расчетов.

Целесообразен расчет общего показателя, суммирующего и продолжительность влияния температур выше 0° и самое их значение. Очевидно, это будет показатель в виде суммы положительных температур (средних суточных) в районе ледника, которые являются вместе с тем эффективными в смысле таяния ледников. Значение этого показателя подтверждается еще двумя обстоятельствами:

1) для определения условий наступания или отступания ледников несравненно меньшее значение имеет распределение температур в течение лета, а большее значение имеет их сумма;

2) многочисленными наблюдениями в разных странах подтверждено, что этот показатель объединяет в себе действие и тепла воздуха, и солнечной радиации; величина абляции за декаду или больший период времени (но не за отдельные дни) находится в линейной зависимости от суммы положительных температур.

Таким образом, к определению гляциоклиматического показателя в собственном смысле надо сделать добавление: это такой показатель климата, который позволяет количественно оценивать ход важнейших ледниковых процессов. Конечно, аналогичное значение (в указанном примере) имеет и температура воздуха за каждый день, и она практически учитывается при оценке хода таяния ледников и снежников. Однако в общем изучении баланса ледников, в выяснении причин и условий динамики ледников, а в конечном итоге и в количественных оценках исторического хода развития оледенений основное значение остается за показателем в виде суммы температур.

В этом, по существу, заключается теоретическое обоснование необходимости применения специальных гляциоклиматических показателей. В самом деле, мы можем написать выражение $Л = Ф(K, P)$, показывающее, что «ледник» ($Л$) является функцией двух переменных — «климата» (K) и «рельефа» (P), а при условии постоянства рельефа (т. е. P считается параметром) — функцией одного климата. Однако использовать такую формулу очень трудно по причине фактической множественности климатических факторов. Отсюда и вытекает необходимость выбора (вычисления) таких показателей климата, которые позволили бы с наибольшей определенностью выразить в количественной форме зависимость «ледника» от «климата».

Пример и обоснование гляциоклиматического показателя в виде суммы положительных температур хорошо показывают, что смысл и значение гляциоклиматических показателей аналогичны смыслу и значению показателей агроклиматических. Надо заметить, однако, что системы гляциологических показателей,

которая была бы аналогична системе агроклиматических показателей, разработанной советскими учеными, пока нет. Причина заключается прежде всего в том, что данные обычных метеорологических станций далеко не полно отражают метеорологический режим ледников. Кроме того, высокогорные климаты вообще изучены недостаточно. Нуждаются в дополнительной разработке и такие простые гляциоклиматические показатели, как сумма положительных температур: ведь таяние может происходить и при нулевой и даже при отрицательной средней суточной температуре. Возникают вопросы о том, не лучше ли суммировать температуры в 1 час дня, а не средние суточные, не вычислять ли отдельно радиационный показатель, и многие другие. Очевидно, что при выборе и обосновании тех или иных гляциоклиматических показателей, которые могли бы служить для сравнительной характеристики климатических условий в разных ледниковых районах, необходимо считаться и с практическим удобством, а иногда и просто с возможностью получения необходимых данных наблюдений.

В связи со слабой изученностью горных климатов и большими трудностями их изучения следует подчеркнуть вторую сторону смысла и значения гляциоклиматических показателей: к числу гляциоклиматических показателей следует отнести и такие величины, которые находятся собственно гляциологическими (не метеорологическими) методами и в то же время могут быть использованы для изучения горных климатов. Весьма типичным таким показателем является высота снеговой линии на ледниках. Она, как правило, отыскивается без помощи метеорологических наблюдений и в то же время может характеризовать как общие особенности климата горных стран, так и изменения климата внутри этой страны. Сама степень развития оледенения, охарактеризованная тем или иным показателем, является очень важной, хотя и косвенной чертой климата.

Главные гляциоклиматические показатели, определяющие, так сказать, степень благоприятствования климата оледенению, которые должны учитываться при характеристике климатических условий ледниковых стран, могут быть перечислены лишь с некоторой степенью условности. Оговариваемся еще раз, что, по существу, любые общеклиматические данные имеют значение и для оледенения.

Средние месячные температуры воздуха за весь год, в частности за холодный период, когда нет таяния, определяют температуру поверхностных слоев и всей толщи ледника, а от этого зависит ход процессов перекристаллизации снега, пластические свойства льда и движение ледника. Таяние ледника и его водоносность определяются летними, в особенности дневными, температурами. Специальным показателем является сумма эффективных температур.

Солнечная радиация может вызывать таяние ледниковой поверхности даже при температуре ниже 0°, но при положительных температурах действие ее резко усиливается. Поэтому основное значение имеют суммы солнечной радиации (прямой и рассеянной) за теплый период года. Действие прямой радиации много сильнее, чем рассеянной; поэтому большое значение имеет облачность в период таяния, особенно дневная. Облачность в вечернее время имеет особое значение для склонов, обращенных на запад, а в утренние часы — для восточных склонов. Нужны, очевидно, полные данные о радиационном балансе ледниковых поверхностей, причем ночное излучение имеет самостоятельное значение как фактор, могущий противостоять влиянию положительной температуры воздуха; днем же излучение лишь вычитается из измеряемой суммарной солнечной радиации. Данные об альбедо ледниковых поверхностей имеют очень большое значение. Альбедо ледников может меняться в очень широких пределах, благодаря чему могут совершенно меняться фактические суммы солнечной радиации, получаемой ледниковой поверхностью.

Осадки, выпадающие в жидком виде, могут принимать участие в питании ледника, замерзая в его толще, но они также являются одним из факторов абляции (не главным). Имеет значение годовая сумма осадков и их распределение по месяцам. Особую роль, конечно, играют твердые осадки, прежде всего снег, из которых в конечном итоге слагается толща ледника. Недостаточно известна роль изморози и гололеда.

Данные о мощности, водозапасах и длительности залегания снежного покрова как на ледниках, так и на каменных склонах имеют важное значение для понимания климатических условий оледенения. Большая величина соответствующих показателей указывает на близость климата к такому состоянию, при котором становится возможным развитие на земной поверхности ледниковых процессов.

Из очень многих гляциоклиматических показателей надо выделить некоторые общепризнанные показатели, причем не только по теоретическому значению, но и по практической доступности в смысле характеристики режима многих ледников, целых районов оледенения. Приходится считаться с тем, что распространить метеорологические наблюдения непосредственно на большое число ледников не представляется возможным. Надо подчеркнуть большое практическое значение таких показателей, которые характеризуют гидрологическую роль ледников, причем одновременно не только ледников, но и снежников; последнее по понятным причинам очень важно с гидрологической точки зрения.

1. Сумма средних суточных положительных температур, а также показатель в виде величины абляции

на 1° температуры. Для оценки интенсивности таяния ледников и снега, в частности, в целях гидрологических прогнозов, важны не только средние суточные температуры, но и дневные, причем последние особенно важны. Большое значение имеют данные о суммах солнечной радиации. Имея в виду такую цель, можно предложить целый ряд различных показателей. Практически наибольшее признание получил показатель, связанный со средней суточной температурой. К этому есть серьезные причины: а) он в большой мере объединяет и роль температуры и значение солнечной радиации; б) по данным метеорологических станций и с учетом вертикального градиента температуры этот показатель может быть рассчитан (хотя и приближенно) сразу для значительной территории и для разных абсолютных высот.

Применение этого показателя связывается с соотношением следующего вида:

$$A = a + k\sum t,$$

где A — величина абляции льда или снега (в переводе на воду) за период; Σt — сумма температур; a — величина абляции в том случае, если $\Sigma t = 0$; k — коэффициент, который может иметь разную величину.

Величина a вообще мала, но все же она имеет вполне определенное значение, характеризуя таяние ледников в начале и особенно в конце абляционного периода. Средние температуры воздуха держатся около 0°, но с большими колебаниями в отдельные дни. Таяние может быть интенсивным, но лишь в течение нескольких часов в середине дня. Реки, вытекающие из ледников, становятся маловодными и почти прозрачными, но все-таки у них наблюдается дневной подъем уровня.

Величину коэффициента k следует определять как можно точнее; ее можно рассматривать как некоторый особый показатель.

2. Величина абляции (в сантиметрах или миллиметрах слоя воды) на 1° средней суточной температуры воздуха как раз является тем коэффициентом, который позволяет оценивать величину абляции, если известны средние суточные температуры. Выше уже указывалось, что, согласно исследованиям В. Л. Шульца, величина этого коэффициента для льда составляет 7—8 мм, а для снега — 5—6 мм. В отдельные дни она может сильно изменяться, т. е. в короткие периоды времени он неустойчив. По своему основному назначению этот показатель может быть назван гляциогидрологическим. Он необходим для оценки количества талых вод, даваемых ледниками и снежниками. Эта оценка в свою очередь необходима для обоснования гидрологических прогнозов. Для точного подсчета баланса ледника он недостаточно точен. Кроме того, еще подлежит исследованию его зависимость от самых разных условий.

Можно применять еще два аналогичных показателя, а именно: 1) величину абляции, рассчитанную на 1° температуры в 13 часов; 2) величину абляции, рассчитанную на 100 кал. суммарной радиации. По-видимому, эти показатели преимуществ не имеют, а рассчитывать их труднее (Шульц, 1956). Но вопрос также подлежит дальнейшим исследованиям.

3. Продолжительность абляционного периода хорошо связывается с величиной абляции за сезон. На леднике Малый Актру на Алтае в 1957—1962 гг. эта величина менялась от 3 до 6 м, хотя средние июльские температуры на ближайшей станции Нижняя Актру были сравнительно устойчивыми (от 9,1 до 10,3°). Продолжительность абляционного периода менялась от 80 до 120 дней, хорошо согласуясь с величинами абляции. Очень важно установить вполне определенные признаки начала и конца абляционного периода с учетом и метеорологических показателей и сезонных дат схода снега и закрытия снежным покровом концов ледников. На очень хорошую корреляцию продолжительности периода абляции с годичным вещественным балансом ледника Хинтерейсфернер указывают Г. Хойнкес и Р. Рудольф (1962): величины баланса 770 тыс. т и — 9,8 млн. т соответствовали абляционным периодам продолжительностью 85 и 140 дней.

Вертикальный градиент абляции, значение которого было охарактеризовано выше, является необходимым расчетным гляциогидроклиматическим показателем, поскольку практически крайне затруднено проведение измерений на многих ледниках и на разных высотах.

4. Годовое число дней со снежным покровом. Соответствующие данные помещаются в климатологических справочниках. Они имеют общее значение в том смысле, что непосредственно показывают, насколько далеки климатические условия той или иной местности от того, чтобы могли развиться явления оледенения; ведь для этого продолжительность залегания снежного покрова должна составлять 365 дней. В районах современного оледенения этот показатель приобретает прямое гляциологическое значение. По данным метеорологических станций, расположенных на разных высотах, находится второй уровень хионосферы, или, по Г. К. Тушинскому, «уровень 365». По разности между числами дней со снежным покровом на ледниках и на каменной поверхности оценивается расстояние по вертикали между первым и вторым уровнями хионосферы.

Все это подробно изложено в главе «Снеговая граница и хионосфера». Очень важно разработать детально методику вычисления и применения этого показателя в гляциологии. Совсем неясно сейчас, нужно ли брать за основу общее число дней в году со снежным покровом или только число дней с устойчивым покровом, которое меньше первого.

Очень важен показатель-эквивалент, при помощи которого можно сопоставить воздействие на высоту снеговой линии и на баланс ледников изменений температуры и изменений количества твердых осадков. Этот показатель можно представить в двух видах:

1) количество твердых осадков, эквивалентное по своему воздействию на высоту снеговой линии изменению температуры воздуха на 1°;

2) изменение температуры, эквивалентное изменению количества твердых осадков на 100 мм (температурный эквивалент осадков).

Для того чтобы получить значения этих показателей, нужны такие систематические и длительные наблюдения за ледниками, которые позволили бы оценить отдельно влияние осадков и тепла воздуха на баланс ледников. По приближенному расчету автора, для Алтая 250—300 мм твердых осадков эквивалентны изменению температуры воздуха на 1°. Н. Н. Пальгов для ледника Калесника в Джунгарском Алатау указывает сходную цифру — 279 мм, но для ледника Сатпаева — только 134 мм. Соответствующие значения температурного эквивалента осадков равны 0,75 и 0,36°. Следовательно, значения этого показателя указывают на различную «чувствительность» ледников к воздействиям температуры воздуха и количества осадков.

Известно, что в климатологии (в частности, в агроклиматологии) употребляются некоторые комбинированные показатели, как, например, баланс влаги $A=\frac{10r}{\Sigma t}$ (по Г. Т. Селянинову), где r — количество осадков в миллиметрах, а Σt — сумма температур за тот же период времени. Аналогично могут быть предложены составные показатели для характеристики влияния на оледенение сразу двух (или нескольких) климатических факторов. С. Моравец (1952) употребляет следующие два показателя:

$$B=\frac{r}{10\pm 5d} \quad \text{и} \quad C=\frac{10S}{r}.$$

Здесь r означает количество осадков за лето, d — величина отклонения средней летней температуры воздуха за данный год или несколько лет от средней многолетней, а S — число часов солнечного сияния за лето.

С. Моравец на основании обработки многолетних данных станции Зоннблик в Восточных Альпах (3100 м) указывает, что большие значения B и малые значения C (например, за пятилетие 1891—1895 гг. $B=48$, $C=9{,}6$) благоприятны для оледенения и согласуются с периодом наступания ледников. Наоборот, малые значения B и большие C (за 1941—1945 гг. $B=21$, $C=20$) соответствуют периоду резкого сокращения ледников

в Восточных Альпах. Могут быть подобраны и другие комбинированные показатели, но вместе с тем надо заметить, что никакая разработанная система таких показателей пока не существует.

Из числа показателей, имеющих «погодный» характер, упомянем о следующих, значение которых отмечено гляциологами. С. Моравец (1940) указывает на согласованность с колебаниями ледников изменений числа дней без осадков за июнь—сентябрь, причем учитываются только периоды без осадков не короче 4 дней каждый. При длительном сохранении погоды без осадков альбедо ледниковых поверхностей уменьшается и таяние их становится особенно интенсивным. Иными словами, этот показатель учитывает роль длительной ясной погоды в режиме ледника. Осенние фёны на Алтае в 1959 г. продлили абляционный период почти на месяц (сентябрь). Были дни с величиной абляции до 5—6 см. Число дней с фёнами имеет существенное значение в режиме ледников. Но в то же время трудно выразить численным коэффициентом влияние фёнов на абляцию. Причина заключается в двойном действии фёнов: тепло их усиливает таяние, сухость вызывает усиление испарения, а охлаждающее влияние последнего ослабляет абляцию. Воздействие фёнов, «пожирающих» снега даже в холодное время года, отмеченное в Альпах, на Кавказе и в других горных странах, сомнений не вызывает.

Л. А. Варданянц (1935) указал на большое значение летних снегопадов, связанных с прохождением циклонов. При этом каждый раз приостанавливается таяние ледниковых поверхностей как вследствие похолодания, так и особенно по причине почти полного отражения солнечных лучей. Это положение блестяще подтвердилось новыми наблюдениями на Алтае. Большой снегопад 26—27 августа 1957 г. преждевременно нарушил нормальное течение абляционного периода и сохранил ледникам слой льда в 60 см. Связанное со снегопадами фактическое сокращение периода абляции в 1957—1960 гг. на ледниках Актру было следующим: в 1957 г. на 25—30 дней (4 снегопада), в 1958 г. на 15—20 дней (2 снегопада), в 1959 г. снегопадов почти не было, в 1960 г. на 12—18 дней (2 снегопада). Продолжительность периода абляции в эти годы изменялась от 80 до 110 дней, т. е. приведенные цифры имеют весьма существенное значение. Г. Хойнкес и Р. Рудольф (1962) также указывают, что летние снегопады в области языка ледника Хинтерейсфернер существенно уменьшают абляцию. Числовым показателем может служить число дней с летним снежным покровом высотой более 5 см (10—25 дней). Однако такой показатель недостаточно четок.

Разработанной системы «погодных» показателей, характеризующих влияние на оледенение различных типов погоды, пока

нет, хотя отдельные влияния погоды на режим ледников общеизвестны. Хорошо известно влияние фёновой погоды. Развитие ледникового ветра в ясную погоду существенно ослабляет абляцию ледниковых языков. Ненастная погода с дождями на ледниках уменьшает таяние льда, и уровень воды в речках, вытекающих из ледников, не поднимается, а падает. Очень теплое ненастье бывает редко, чаще оно заканчивается снегопадами на ледниках. Очень важно следующее общее замечание: кроме суммарных характеристик сезонов, в частности абляционного периода, в виде осредненных данных, нужны также специализированные сведения о чередовании типов погоды, которое может влиять на изменения состояния ледниковых поверхностей (Закиев, 1962; Тронов, 1962).

Очень важны высотные градиентные показатели, как-то: понижение температуры воздуха с высотой, количества осадков, в частности твердых, увеличение числа дней со снежным покровом.

Приведем пример. Климат Средней Азии характеризуется очень большой сухостью и малым количеством осадков на равнинах, но вместе с тем вертикальный градиент количества осадков, например, на склонах Заилийского Алатау весьма значителен и достигает 70—80 мм на 100 м поднятия. Таким образом, питание ледников на больших высотах оказывается обеспеченным. Климат высоко расположенных степей Монголии также отличается сухостью, но здесь влагооборот остается слабым и на склонах гор. По этой причине в монгольской части Алтая снеговая линия располагается высоко (3500 м и выше) и оледенение развито слабо.

Знание вертикальных градиентов основных элементов климата в горной местности позволяет оценить количественно, хотя бы и приближенно, климатические условия оледенения, если даже нет метеорологических станций в непосредственной близости к ледникам. Надо заметить, что изменение температуры с высотой отличается довольно строгой закономерностью, что позволяет экстраполировать данные имеющихся метеорологических станций на большие высоты. К сожалению, гораздо труднее оценить количество осадков на высоких уровнях, так как изменение его с высотой может быть весьма капризным. Большое значение имеет высота максимума твердых осадков, которая может не совпадать с высотой максимума общей суммы: неблагоприятно для развития оледенения, если максимум твердых осадков выпадает ниже зоны питания ледников; наоборот, весьма благоприятствует оледенению более высокое, выше снеговой линии, расположение этого уровня. На основании учета этого фактора В. Пашингер (1923) построил свою теорию развития ледников во время ледникового периода.

Обратимся теперь к показателям, которые находятся не ме-

теорологическими методами и в то же время свидетельствуют о свойствах климата на высоких уровнях.

Гляциоклиматическими показателями могут служить высотные климатические границы, причем, естественно, главное значение имеют те, которые приближены к зоне накопления снегов. Раньше считалось, что накопление вечных снегов начинается примерно с той высоты, где располагается нулевая изотерма летних месяцев. На самом деле это не так: высота снеговой линии в большой мере зависит от количества осадков, и в Альпах на высоте снеговой линии средние температуры за летние месяцы держатся около 3—4,5°. Все же высота нулевой изотермы весьма показательна для климатических условий оледенения. В свою очередь о положении ее можно судить по степени заснеженности высоких гор.

Ландшафтно-климатическая граница в виде границы леса непосредственно не связана с зоной накопления снегов, но расстояние между ними по вертикали не бывает особенно значительным. Поэтому по высоте границы леса можно судить об уровне расположения хионосферы. Так, в северных и западных районах Алтая это расстояние составляет 250—300 м. На окраинных хребтах нет ледников, но, исходя из высоты границы леса, мы оцениваем возможную высоту снеговой линии здесь в 2300 м. Эти данные имеют большое значение для понимания условий древнего оледенения.

Особенно важным гляциоклиматическим показателем является высота снеговой линии. С одной стороны, это высотная климатическая граница, зависящая от совокупности свойств климата. Высота ее является климатическим показателем, свидетельствующим о свойствах климата. С другой стороны, как известно, положением снеговой линии в данной местности определяется возможность оледенения и его размеры, а поверхность каждого ледника этой линией подразделяется на область питания и область абляции. Снеговой линией создается некоторое связующее звено между климатом и оледенением. Весьма важно, что снеговая линия может быть найдена без метеорологических наблюдений, что высота ее может быть более или менее надежно оценена и для давно прошедших времен. Учение о снеговой линии и хионосфере имеет большое значение и в климатологии и в гляциологии. Эти вопросы рассмотрены выше.

Необходимо подчеркнуть, что собственно ледниковые, или гляциологические, наблюдения и измерения во многих случаях имеют прямое климатологическое и одновременно гидрологическое значение. Это и понятно: ведь ледник можно рассматривать как «задержанный оборот влаги», и характеристики этого влагооборота непосредственно относятся не только к самому леднику, но и к климату, в котором ледник существует, к речке, вы-

текающей из ледника. Можно сказать так: не только сведения о состоянии и режиме ледников могут служить существенно важными характеристиками горного климата, но и численные гляциологические показатели в ряде случаев переводятся на числовой язык климатологии.

Измерения в фирновых областях ледников позволяют определить величину годичного прироста фирна, выраженную в миллиметрах слоя воды. На высоких уровнях, где таяния практически нет, эта величина непосредственно дает годовую сумму осадков. Величина абляции измеряется с помощью сравнительно простых специальных приемов. Она зависит от радиационного и теплового баланса ледниковых поверхностей, в свою очередь характеризует свойства климата и позволяет оценить их количественно. Вертикальный градиент абляции, который может быть весьма различным, характеризует изменение метеорологических условий с высотой. Величина абляции у снеговой линии, равная здесь величине аккумуляции (т. е. снегонакопления), является важным дополнением к данным о высоте снеговой границы. Аккумуляция—абляция на Памире характеризуется слоем воды в 1000 мм, а в Гималаях — около 5000 мм; это два разных климата.

Чем больше сведений о ледниках, об их режиме, тем больше оснований для суждения о климате и для количественной оценки тех или иных его элементов, если даже нет вовсе метеорологических станций в районе оледенения. Кроме того , некоторые гляциологические характеристики и показатели сами по себе, т. е. без пересчета на значения обычных климатических элементов, могут считаться специальными климатическими показателями.

Наиболее надежно в климатологическом смысле гляциологические данные могут быть использованы в порядке сравнительного анализа. Если, например, в горно-ледниковой области хотя бы в двух пунктах имеются и метеорологические и ледниковые наблюдения, то тогда устанавливаются особенности связей между климатом и оледенением, характерные именно для данной области. Изменение элементов оледенения в других пунктах в той же области позволяет уверенно судить и о вариациях климата. Весьма существенно, чтобы были данные о величинах стока в верхних частях бассейнов рек. Тогда обеспечивается возможность оценки количества выпадающих осадков на высоких уровнях. Если в течение длительного времени имели место повторные посещения ледников или, что еще лучше, если производились систематические наблюдения за ними, то изменения в состоянии ледников становятся важным признаком изменений климата. Как уже указывалось, чувствительность таких признаков с климатологической точки зрения очень велика. Так,

повышение или понижение снеговой границы на 50 м соответствует изменению температуры всего лишь на 0,3°.

Гляциологические данные в сопоставлении с результатами обработки метеорологических наблюдений могут быть названы косвенными показателями климата. Известно, что косвенных или географических, признаков климата, вообще говоря, много. По существу, любые элементы ландшафта, например почвенный и растительный покров, состояние речной сети, геоморфологические особенности и т. д., могут служить косвенными показателями климата. Однако переход от качественной оценки климата к количественной на основе лишь косвенных признаков, вообще говоря, крайне затруднителен. В этом отношении гляциологические показатели выгодно отличаются: в ряде случаев, как указывалось выше, количественные характеристики ледниковых процессов позволяют получить количественные же характеристики климата.

Совершенно необходим самый тщательный учет и использование гляциогидроклиматических характеристик и показателей при организации горных гидрометеорологических станций.

Таким образом, развитие учения о гляциоклиматических показателях является важной задачей как гляциологии, так и климатологии. Подробнее эти вопросы рассматриваются в специальной статье автора (1962).

Глава пятая

КЛИМАТ И РАЗВИТИЕ ЛЕДНИКОВ

Если иметь в виду обоснование тех или иных общих закономерностей эволюции ледников, то современное оледенение надо, очевидно, рассматривать как этап его длительного исторического развития.

Происходящие с ледниками последовательные изменения в любые периоды времени, включая геологические эпохи, обязательно тесным образом связываются с климатом, с его изменениями и колебаниями. Подробные сведения о древних оледенениях приводятся во многих известных учебных курсах и монографиях, и здесь мы на них не останавливаемся. Вместе с тем мы должны заметить, что такие детали развития четвертичного оледенения, как стадиальные наступания и остановки горных ледников после максимума вюрмской эпохи, которые в учебных руководствах обычно опускаются, имеют весьма важное значение для понимания общего развития ледников; необходимые сведения приводятся ниже.

Что касается возможных климатических причин ледниковых периодов, то, как известно, они остаются до настоящего времени во многом неясными, сомнительными. Различными методами установлено, что система климатов Земли в минувшие времена не была постоянной, что она неоднократно менялась самым существенным образом. Причины вековых изменений климата, в частности таких, с которыми связывается большое развитие ледников, очень сложны. В учебных руководствах они обычно рассматриваются в порядке изложения целого ряда гипотез с теми или иными критическими замечаниями. Но постановка вопросов о возникновении и эволюции оледенения не тождественна рассмотрению возможных причин изменения климатов. Необходимо учитывать и изучать собственные свойства и закономерности развития ледников. Изложение группы относящихся сюда вопросов и составляет главное содержание настоящей

главы. Хотя развитие ледников непременно и неизменно связывается с определенными климатическими условиями, это развитие нельзя рассматривать как просто «подчинение» климату. В этом смысле предлагаемая глава является дополнением к соответствующим главам курсов климатологии, исторической геологии, палеографии.

О КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ЛЕДНИКОВЫХ ПЕРИОДОВ

В разных странах сохранились следы ледников, существовавших в самые различные геологические эпохи. Однако большое развитие оледенения, так сказать, настоящие ледниковые периоды, в общей истории Земли резко ограничивается лишь отдельными, относительно очень короткими промежутками времени. В эти периоды происходила резкая дифференциация широтных климатических поясов и общее похолодание в противовес обычным, или нормальным (Брукс, 1952), более теплым климатам Земли.

Каменноугольно-пермское, или верхнекаменноугольное, оледенение представляет собой палеоклиматологическую загадку, до сих пор не разрешенную. По размерам площадей, занятых льдом, оно не уступает оледенению четвертичного периода. Но еще более замечательно это оледенение тем, что главное распространение льды получили не в высоких, а в низких, частично и в тропических широтах. По М. Шварцбаху (1955, стр. 152), главные районы и площади распространения этого оледенения были следующими:

	Южная широта (град.)	Площадь (млн. кв. км)
Индия	16—33	3
Австралия	12—14	4—5 (со следами дрифта 10 млн. кв. км)
Южная Африка . . .	17—32	2,5
Южная Америка . . .	18—53	4

Общая картина климата земного шара в этот период времени еще далеко не установлена.

Особо отличительной чертой великого четвертичного оледенения является развитие ледниковых покровов, помимо Антарктиды и Гренландии, на огромных площадях материков в средних широтах северного полушария. Ледниковые покровы Евразии и Америки не были околополярными арктическими образованиями: центры формирования ледниковых покровов находились на материках в не очень высоких широтах. Массы льда от этих центров растекались в разные стороны, в том числе и в сторону Арктики. Радиальное растекание льдов

(от трех центров) особенно характерно для Северной Америки.

Чрезвычайное разрастание ледников имело место и в горных странах всех частей света. В Альпах ледники переполняли долины и выходили за пределы гор на предгорные равнины (рис. 85). На Алтае ледники, ныне расположенные лишь в верховьях долин, достигали в длину многих десятков и даже нескольких сотен километров, а местами оледенение принимало покровный характер. В Боливийских Андах ледники спускались на 1200 м ниже их современных концов. То же самое было в Африке на Килиманджаро, в Кении и Рувенцори. Гренландия, не утратившая ледникового покрова и в настоящее время, была закрыта льдом еще полнее, чем сейчас (кроме крайнего севера). Ледниковый щит Антарктиды, по крайней мере на его окраинах, был толще, чем в настоящее время.

Максимальные размеры четвертичного оледенения были чрезвычайно велики. По Р. Дели (1935), площадь льдов составляла около 36 млн. кв. км, что в два с лишнем раза больше, чем в настоящее время.

По подсчетам Р. Флинта (1957, русский перевод 1963), хорошо обоснованным картографически, площадь оледенения в четвертичный период достигала 45,2 млн. кв. км. Из них на долю Северной Америки с Гренландией приходилось 18 млн. кв. км. В Европе было занято льдами 6,3 млн. кв. км, в Азии — 7,7 млн. кв. км. Объем четвертичных льдов Р. Флинт оценил примерно в 40 млн. куб. м; все талые воды могли бы образовать в Мировом океане слой воды в 100 м. Но эти данные надо считать приуменьшенными, так как не учтены вновь открытые огромные мощности ледникового щита Антарктиды; их надо увеличить примерно на 20—25%. Современные размеры оледенения гораздо скромнее (по Калеснику, 1963):

	Площадь современных ледников (кв. км)
Арктика	2 083 438
Европа	8 665
Азия	114 147
Северная Америка	67 661
Южная Америка	25 000
Африка	23
Океания	1 015
Антарктика	13 204 000
Всего	15 503 939

Для понимания истории оледенения важно разделить ледниковый период на ледниковые и межледниковые эпохи. В Альпах установлено четыре главные ледниковые эпохи: гюнцская (са-

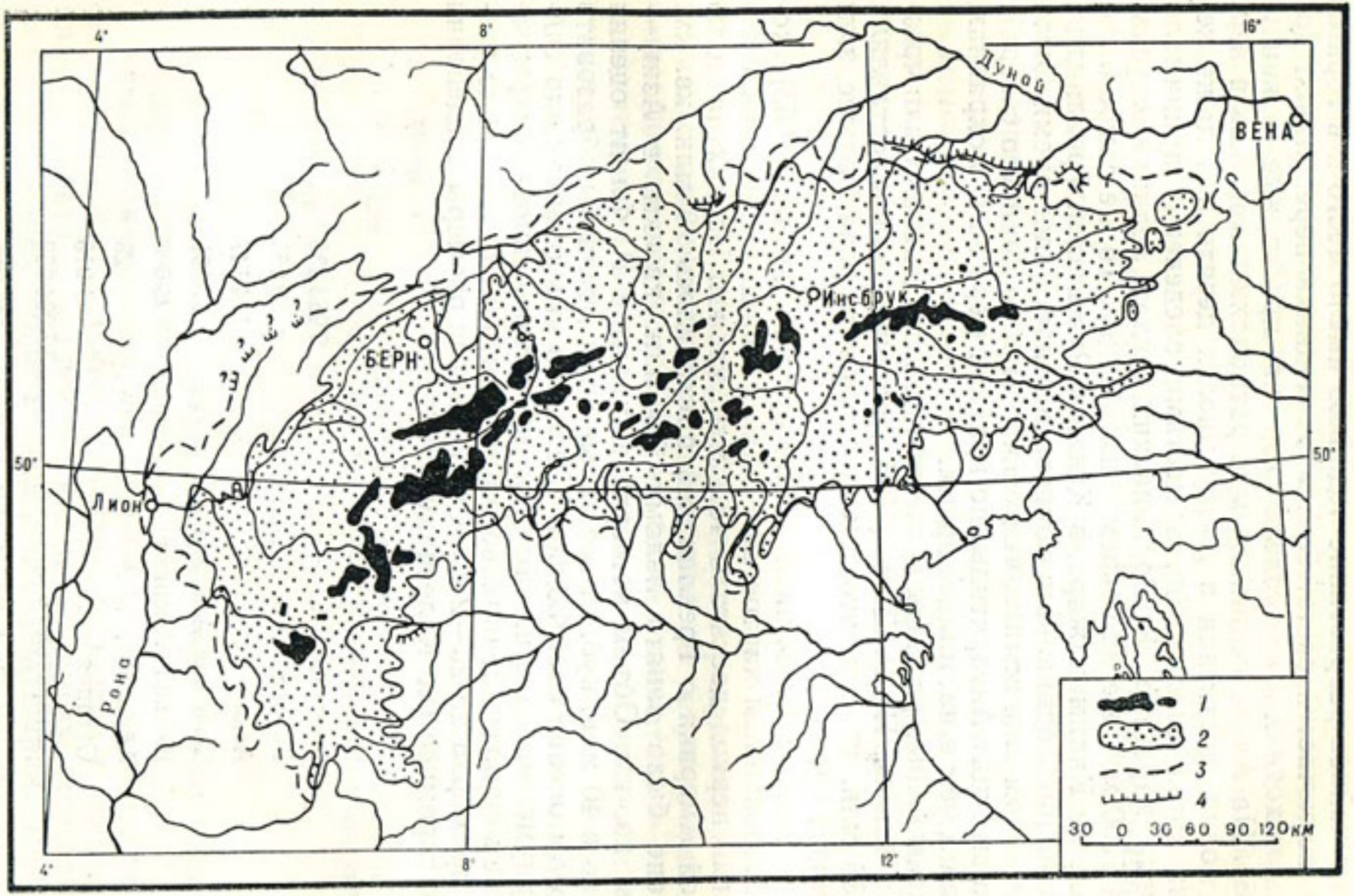


Рис. 85. Плейстоценовое оледенение Альп (по И. С. Щукину).

1 — современное оледенение, *2* — вюрмское оледенение, *3* — граница рисского оледенения, *4* — граница миндельского оледенения.

мая ранняя), миндельская, рисская и вюрмская. Рисская эпоха характеризовалась наиболее сильным развитием ледников.

Эта альпийская номенклатура, соответствующая некоторому типичному ходу событий в четвертичный период, нередко употребляется (наряду с другими названиями) и для обозначения ледниковых и межледниковых эпох в других странах, особенно в горных местностях. Однако число достоверно установленных оледенений различно. На Алтае, например, достаточно определенно выявляются следы лишь двух оледенений, в Заилийском Алатау — также двух (В. А. Герасимов, 1961). Важно отметить следующее. Такое конкретное изучение эволюции горных ледников, которое сопровождается числовой оценкой взаимодействия между климатом, рельефом и оледенением, в большой мере ограничивается последним (т. е. вюрмским) оледенением. В то время как более старые следы деятельности ледников теряют определенность в том или ином отношении, реконструкция вюрмского оледенения позволяет делать разносторонние выводы. Так, например, эффект подпруживания у современных ледников Алтая выражен слабо, но он очень четко оценивается для вюрмских ледников.

На рис. 86 воспроизведена схема древнего оледенения Катунского хребта на Алтае, составленная Л. А. Варданянцем (1938) на основании расположения морен в долине реки Катуни и ее притоков. Древний Катунский ледник, питаемый множеством притоков, достигал в длину примерно 280 км, в то время как сейчас на Катунском хребте длина ледников не превышает 10—11 км. Была занята льдом Уймонская степь в долине Катуни (абсолютная высота около 900 м), где ныне прекрасно вызревает пшеница.

После максимума развития в последнюю ледниковую эпоху сокращение оледенения не было равномерным и длительно постоянным. Оно, во-первых, нарушалось остановками или наступательными подвижками, а во-вторых, заключалось не только в отступании, но и в разрушении ледников. Рядом ученых (Марков, 1946; Флинт, 1957; Маннерфельт, 1945) установлено, что Скандинавский ледниковый щит, ранее представляющий собой основу Европейского ледникового покрова, в конце концов распался вследствие утоньшения. Заметим, что такой эффект совершенно необходим с точки зрения взаимодействия между климатом и оледенением. В самом деле, ледниковый покров мощностью, допустим, 2 км, имеющий в поперечнике 1000 км, представляет собой, по существу, лишь очень тонкий «блин», положенный на земную поверхность. Если баланс такого ледника серьезно нарушится, то таяние покрова сверху, даже относительно слабое по сравнению с таянием краев, неизбежно должно привести к разрушению покрова. Край ледника просто не успеет отступить за тот период времени, который потребуется для раз-

рушения как вследствие поверхностного таяния, так и под эродирующим действием водных потоков. На этом вопросе мы еще остановимся ниже при рассмотрении общих закономерностей развития ледниковых покровов.

Отступание горных ледников также было неравномерным, о чем свидетельствуют серии стадиальных морен, отложенных

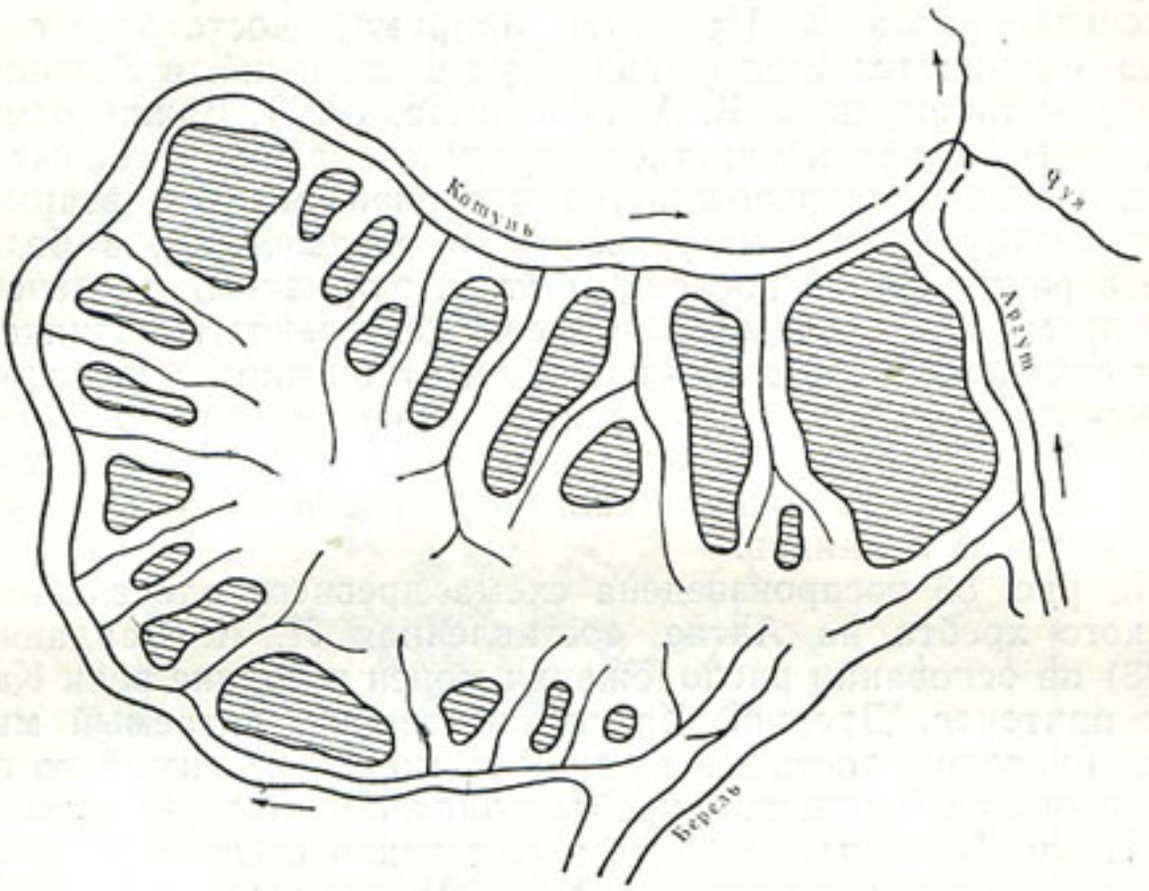


Рис. 86. Схема Катунского ледника в период максимальной фазы последнего оледенения (по Л. А. Варданянцу).

в горных долинах. На этих вопросах мы остановимся отдельно, ибо они имеют существенное значение для выяснения общих закономерностей развития ледников.

Особенностью климата ледниковых эпох была его крайняя суровость. Представители арктической фауны и флоры распространялись далеко на юг, причем более теплолюбивые организмы оттеснялись в низкие широты (рис. 87).

Похолодание охватывало оба полушария, причем не только высокие и средние широты, но и тропический пояс. Неопровержимым доказательством этого, по Л. С. Бергу, является биполярное распространение организмов. Л. С. Берг (1938, стр. 419) пишет: «Многие морские животные, как позвоночные, так и беспозвоночные, распространены так, что они встречаются в умеренных широтах северного и южного полушария, но отсутствуют в тропиках... Объяснение этого парадоксального географического распространения таково: в ледни-

ковое время тропики охладились, и северные типы могли расширить область своего распространения и на южное полушарие. В послеледниковое время температура поднялась и эти организмы удалились от тропиков, оставаясь в умеренных широтах северного и южного полушария».

На сколько ниже была температура в ледниковое время в разных широтных поясах Земли? Этот вопрос может быть

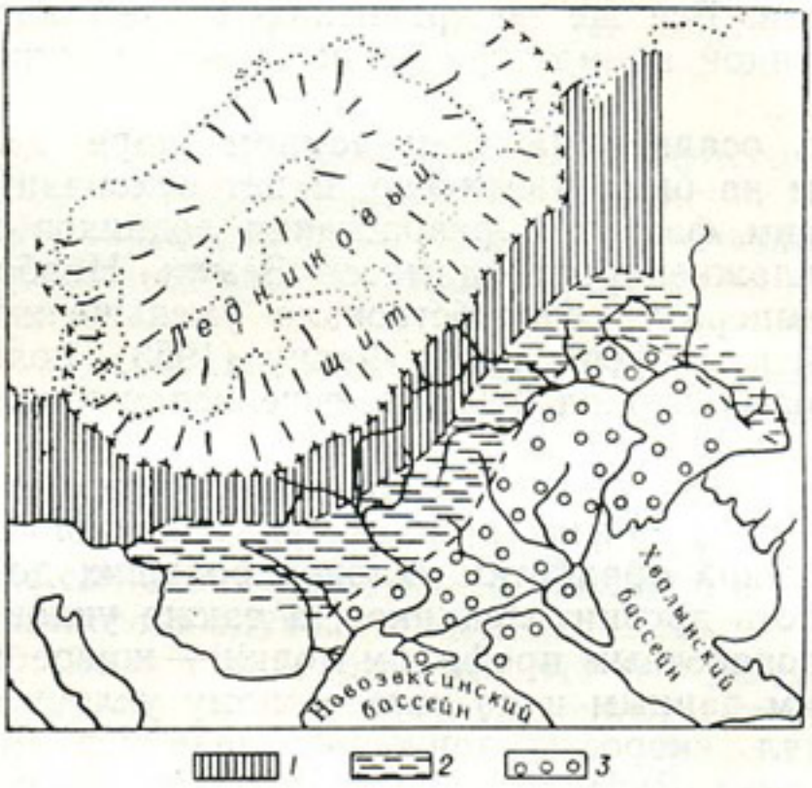


Рис. 87. Схематическая карта растительного покрова Русской равнины в эпоху валдайского оледенения (по В. П. Гричук, 1952).

1 — зона приледниковой растительности комплексного характера, *2* — зона растительности лесостепного облика с участием березы и лиственницы, *3* — зона ксерофильной растительности степного облика.

решен лишь приближенно, ибо косвенные признаки климата не могут заменить прямые наблюдения и, кроме того, очень часто допускают различное истолкование. По В. Кеппену и А. Вегенеру, в средних широтах Европы (но к югу от границ ледникового покрова) понижение летних температур равнялось примерно 8° (по Пенку только 4°); в тропиках произошло понижение температуры на 4° по сравнению с настоящим временем. Для восточного предгорья Альп М. Шварцбах (1955) оценивает среднюю летнюю температуру примерно в 8,7°, зимнюю в —12,7°. Понижение температуры по сравнению с настоящим временем составляло в июле 8°, в январе 12°. Аналогичные данные сообщают Л. С. Берг (1947), Г. Флон (1953) и другие авторы.

Что касается самих ледниковых покровов (щитов), то климат их, по существу, трудно сравнивать с современным климатом низин. Это был климат высоких ледяных плато (по классификации

Л. С. Берга), своей крайней суровостью обязанный как постоянно холодной подстилающей поверхности, так и поднятию ее на уровень до 1500—2000 м и даже выше, что определялось в первую очередь мощностью самого ледника. Понижение летних температур (по сравнению с температурами современных низин) могло достигать примерно 25° — меньше у краев, больше во внутренних районах ледяных плато, так же как в современной Гренландии. Все же по сравнению с Гренландией и особенно Антарктидой климат среднеширотных ледниковых щитов был мягче.

Количество осадков на всем земном шаре в ледниковые эпохи в целом не было увеличено, и нет оснований предполагать, что общим фактором разрастания ледников могло быть увеличение увлажненности климатов Земли. Наоборот, общее понижение температур способствовало уменьшению влагооборота в земной атмосфере; по Г. Флону (1953), полное испарение в ледниковый период было меньше испарения в современных условиях на 20% и более.

Е. Рейхель (1935, 1939) следующим образом вычислил количество осадков в Альпах в вюрмскую ледниковую эпоху. По следам ледниковой обработки склонов больших долин определялась мощность древних ледников, а также уклон их поверхностей, а по поперечным профилям долин — живое сечение ледников. По этим данным и по неизвестному уклону долин Рейхель определял скорость движения ледников (при помощи известных формул Лагалли). Таким образом были определены годовые расходы льда у ряда альпийских ледников. Бассейн питания того или иного ледника находился по карте, и определялась площадь этого бассейна. Тогда, очевидно, деление годового расхода льда на величину площади питания должно дать количество осадков в бассейне питания ледника. При этом учитывалось возможное таяние, а также выпадение небольшой части осадков в жидком виде. В сокращенном виде данные о среднем количестве осадков в областях питания (выше профилей измерения) некоторых альпийских ледников вюрмской эпохи (по Е. Рейхелю) приведены в табл. 31.

Таким образом, количество осадков в Альпах в ледниковую эпоху было не большим, а несколько меньшим, чем в настоящее время, т. е. причина большого развития ледников заключалась в температуре. Надо полагать, что этот вывод справедлив и для других горных стран при условии свободного доступа влажных воздушных масс и свободного подхода циклонов. Так, как указывалось выше, неблагоприятным для оледенения фактором в Исландии при наличии обильных осадков является слишком большая мягкость океанического климата, вследствие чего на самых высоких уровнях на поверхности ледникового купола Ватнайокуль наблюдается таяние фирна, а значительная часть

Таблица 31

Название ледника	Абсолютная высота поверхности ледника у профиля измерений (м)	Среднее количество осадков в вюрмскую эпоху (мм)	Современное годовое количество осадков (мм)
Рейнский-I . . .	2200	1800	1900
Рейнский-II . . .	2000	1650	1700
Ронский	2150	1300	1700
Дюранс	1900	1450	1500

осадков выпадает в жидком виде. Для разрастания ледников в таких условиях необходимо именно понижение температуры; увеличение же влагооборота в атмосфере, связанное, вообще говоря, с повышением температуры, может лишь ослабить оледенение.

Однако вывод об уменьшении количества осадков, обоснованный для Альп, а также общее положение об ослаблении влагооборота в ледниковое время нельзя применить к условиям питания ледников во всех районах оледенения. Горные страны в более южных широтах должны были получить больше осадков вследствие смещения к югу путей циклонов и усиления вторжений арктического воздуха.

Еще В. Ю. Визе (1932) отметил, что и в настоящее время увеличение ледовитости Северного Ледовитого океана способно сместить пути циклонов к югу на 5—7°. Г. Флон (1953) указывает, что тот характер циркуляции, при помощи которого можно объяснить климатические условия ледниковых эпох, наблюдался в 1952-53 г. При этом в Северной и Средней Европе при пониженной температуре осадков выпало больше нормы; зима была снежной, а лето — облачным и прохладным.

На рис. 88 показано, что для Большого бассейна на западе США ледниковая эпоха была плювиальной, вследствие чего там было больше озер, чем в настоящее время. Р. Флинт (1963) указывает, что по сравнению с современным положением «пояс циклонических бурь был смещен к югу примерно на 15°». В горах Средней Азии, по К. К. Маркову (1939), причиной оледенений было увеличение количества осадков при смещении к югу циклонических путей.

Неодинаковыми были и условия питания ледниковых покровов в разных районах земного шара. Имеет реальные основания подразделение ледниковых покровов на *активные* и *пассивные* (Марков, 1939). Активность ледиковых покровов есть следствие циклонического режима и большого количества осадков; при этом увеличивается мощность и усиливается геологическая деятельность покровов. Пассивное оледенение возникает при господстве антициклонического режима, и его спутником является «мертвый» лед. Эти типы оледенения «являются

климатическими типами» (Марков, 1939, стр. 108). Европейский ледниковый щит был активным. Пассивность была характерна для оледенения Сибири (Сакс, 1948). Для Восточной Сибири были типичны не сплошные ледниковые покровы, а совокупности местных ледников с преобладанием форм пассивного (мертвого) льда.

Очень важной и самой общей климатологической характеристикой ледниковых эпох является депрессия, или снижение, снеговой линии в горных странах по сравнению

Рис. 88. Современные озера (*а*) и озера ледниковой плювиальной эпохи (*б*) в Большом бассейне США (по Мейнцеру и Флинту).

с ее современным положением. Главная причина депрессии заключалась в понижении температур воздуха, в частности летних температур. Величина депрессии снеговой линии вычислялась многими учеными для разных ледниковых областей. В табл. 32 приведены некоторые данные о депрессии снеговой линии в вюрмскую эпоху оледенения, наиболее исследованную (по Дригальскому и Махачеку, 1942).

Многочисленные новейшие данные лишь немного изменяют

Таблица 32

Район	Широта (град.)	Величина депрессии (м)	Район	Широта (град.)	Величина депрессии (м)
Юлийские Альпы . . .	46,5	1200	Центральный Кавказ	43	900—1100
Динарские Альпы . . .	43	1100	Западный Кавказ . . .	42,5	1300
Гурктальские Альпы . .	47	900	Тянь-Шань	42	600—700
Западные Пиренеи . .	42—43	1100	Советский Алтай . . .	50	800—900
Восточные Пиренеи . .	43	900	Китайский Алтай . . .	48	700—800
Татры	49	950	Гималаи (северо-запад)	35	800
Апенины	42	1100	Сьерра-Невада	38	650

приведенные в табл. 32 цифры. Однако следует указать, что высоты снеговой линии, определенные в одной и той же местности разными исследователями, нередко значительно различаются между собой. Причина заключается в различии методики измерений, а также в эпизодичности наблюдений. Кроме того, приведенные в табл. 32 данные относятся к началу нашего века. Имея в виду современную общую тенденцию к повышению снеговой линии, надо считать, что вюрмская депрессия снеговой линии по сравнению с депрессией в 1950 г. несколько бóльше (на десятки метров).

Приведем еще новые данные о депрессии снеговой границы во время последнего оледенения на Памире по Р. Д. Забирову (1955, стр. 262): на северо-западе Памира 750—950 м, на юго-востоке 350—450 м, в бассейне озера Каракуль 260—350 м.

В самом сухом районе Памира (бассейн озера Каракуль), где климат отличается наибольшей континентальностью, депрессия снеговой линии была гораздо меньше, чем в районе, доступном влиянию усиленной циркуляции воздуха и влажных ветров. Общециркуляционное изменение климата при наличии очень сильных местных континентальных влияний здесь сказалось слабее. Это весьма общее правило, которое оказывается справедливым и для других горных стран, например для Пиренеев, Альп, Кавказа и Алтая.

На Алтае депрессия снеговой линии от центра к восточным хребтам уменьшалась с 900 до 600 м. Можно еще так объяснить меньшую величину депрессии во внутренних горных районах по сравнению с периферийными хребтами. Снижение снеговой границы, вообще говоря, должно быть связано со снижением уровня конденсации водяного пара в атмосфере. В этом случае внутренние горные районы в большей степени защищены от влагонесущих воздушных течений, чем при высоком уровне снеговой границы. Таким образом, повышение снеговой границы от периферии к внутренним районам Алтая, как и в других горных странах, в ледниковое время было большее, чем сейчас.

Как известно, высота древней снеговой линии, а следовательно, и ее депрессия по сравнению с современным уровнем вычисляются специальными методами независимо от предварительной оценки климата. Таким образом, полученные данные подтверждают вывод о суровости климата ледниковых эпох. Депрессия снеговой линии, например, на 1200 м как раз соответствует понижению летних температур примерно на 7—8°, если принять неизменным количество осадков. Вместе с тем точная оценка величины депрессии снеговой линии в разных странах весьма затруднительна. Весь этот вопрос, очень важный для понимания истории оледенения, требует специального изучения.

Стадии оледенения в горных странах после максимума вюрмской ледниковой эпохи

Установлено с полной достоверностью, что сокращение оледенения в горных местностях после максимума вюрмской эпохи не было непрерывным: оно сопровождалось задержками, остановками и временными наступаниями ледников. По данным наблюдений в горных долинах отыскиваются «стадии» оледенения, отмеченные особо выделяющимися грядами морен, нередко подпруживающими горное озеро.

В Альпах на основании работ многих исследователей выделены следующие стадии отложения морен: 1) максимальная фаза вюрма; 2) стадия шлирен; 3) аммерзее; 4) бюль; 5) гшниц; 6) даун; 7) эгессен; 8) стадия фернау. Таким образом, выделяется восемь периодов, когда общее сокращение оледенения временно прекращалось и сменялось остановками или наступанием ледников. Но общая тенденция послевюрмского сокращения, т. е. его регрессивного развития, все же сохранялась; поэтому каждая последующая гряда морен располагается ближе к современному концу ледника, чем предыдущая. Морены максимальной фазы вюрма могут располагаться на расстоянии многих десятков километров от конца ледника, а морены последней стадии — совсем близко к нему.

Различение стадиальных морен на местности и дальнейшее сопоставление морен в разных долинах имеют исключительное значение для понимания как основных черт, так и особенностей длительной деградации горного оледенения. Таким путем, во-первых, устанавливается общность и подчиненность климату колебаний большинства ледников. С другой стороны, устанавливаются и выясняются такие типы или отдельные случаи взаимодействия между климатом, рельефом и оледенением, которые приводят к нарушению общего ритма колебаний ледников. Возможности для гляциоклиматических выводов значительно расширяются по сравнению с тем, что дают наблюдения современных ледников.

Морены стадии фернау являются относительно «молодыми» по времени их отложения: их возраст всего 100—200 лет. Есть основания среди моренных гряд стадии фернау выделить особо морены 1820—1850-х годов: во-первых, эти морены большие и валы их поднимаются над современными концами ледников высоко, нередко на несколько десятков метров или еще больше, чем доказывается недавняя значительная мощность ледниковых языков вплоть до самых концов; во-вторых, именно с половины прошлого века началось, по существу, не прерывающееся отступание горных ледников, которое наблюдается в Альпах и других горных странах в настоящее время.

Чем дальше по долине и чем ниже по абсолютной высоте расположена морена, тем, следовательно, больше был ледник и тем ниже находилась снеговая линия. Депрессия снеговой линии, таким образом, становится весьма характерным признаком каждой стадии, свидетельствуя о климатических условиях оледенения. Депрессия снеговой линии в Альпах во время стадии бюль оценивается в 800—900 м, а во время стадии фернау — всего лишь в 50—80 м. Климатические условия первой из них были ближе к вюрмским (депрессия снеговой линии около 1200 м), а второй — к современным.

Морены, отложенные в середине XIX в., в настоящее время имеют вполне «свежий» вид и характеризуются полным или почти полным отсутствием растительности. Морены стадии фернау задернованы в слабой степени. Морены стадии эгессен и более старые сильно задернованы; на них растет лес, если только они расположены не слишком высоко.

Весьма замечательно, что в других горных странах, например на Кавказе или Алтае, обнаружены аналогичные системы морен при одинаковом числе стадий. Выше уже указывалось, что наступание ледников в середине прошлого столетия, так же как и их последующее отступание, представляло собой весьма общее явление, отмеченное не только в Альпах, но и в большинстве других горных стран, особенно в средних широтах. Как об этом свидетельствует сходство в расположении стадиальных морен, общность ледниковых процессов, а следовательно, и соответствующих климатических изменений еще более широка и распространяется на всю позднеледниковую и послевюрмскую историю горных стран. Однако безоговорочно распространять это положение на все горные страны нельзя.

В табл. 33 приведены данные о стадиях оледенения в Альпах, на Центральном Кавказе и Центральном Алтае (по Шнит-

Таблица 33

Название стадий	Депрессия снеговой линии (м)	Название стадий	Депрессия снеговой линии (м)
Центральный Кавказ		Центральный Алтай	
XVII—XIX вв.	52—90	XVII—XIX вв.	40—70
Историческая	50—120	Историческая	70—85
5-я	140—270	Аккемская	150—300
4-я	320—400	Кочурлинская	400—460
3-я	500—650	Мультинская	600—700
2-я	Около 800	Огневская	800—900
1-я	Около 900	1-я	900—1000
Максимальная фаза вюрма	1100—1200	Максимальная фаза вюрма	Около 1150

Название стадий	Депрессия снеговой линии (м)	Приближенная общая хронология стадий
Альпы		
Фернау	50—80	XIX в. н. э.
Эгессен	100—120	Начало н. э.
Даун	300—400	1900 г. до н. э.
Гшниц	600	3 700—3 800 до н. э.
Бюль	800—900	5 600—5 800 до н. э.
Аммерзее	?	7 400—7 600 до н. э.
Шлирен	?	9 200—9 400 до н. э.
Максимальная фаза вюрма	1200	11 000—11 300 до н. э.

никову, 1953, 1957). Для Кавказа и Алтая данные обобщены Л. А. Варданянцем, для Альп — Р. Клебельсбергом.

Таблица 33 весьма убедительно доказывает закономерную общность ледниковых событий послевюрмской регрессивной фазы оледенения в Альпах, на Кавказе и Алтае. Очевидно, что не только развитие фазы в целом, но и отдельные крупные этапы истории оледенения в разных горных странах подчинены некоторым общим изменениям климата. Необходимо сделать вывод о синхронности, т. е. об одновременном возникновении этих этапов, и о том, что они отражают общие черты длительной эволюции оледенения.

Промежутки времени между отдельными стадиями А. В. Шнитников принимает приблизительно одинаковыми, равными примерно 1850 лет соответственно некоторому определенному климатическому ритму. Но само собой разумеется, что ход ледниковых процессов в разных странах одинаковым в деталях быть не может.

На Алтае ледники сократились на 40—50 км и более, но с большими отклонениями от этой средней величины у отдельных ледников. Здесь, как и в Альпах, очень сильному развитию древнего оледенения способствовали относительно пологие уклоны долин. Противоположный пример представляет собой группа Нанга-Парбат в западной части Гималаев, где это развитие было гораздо слабее, из-за крутизны склонов и долин.

В вопросе о стадиальных моренах, причинах и условиях их образования еще очень много неясного. В частности, нельзя считать установленной абсолютную хронологию стадий; большие трудности вызывает точное определение депрессии снеговых границ, принципиально весьма важное. Усложняющие влияния рельефа приводят к тому, что недостаточно надежными оказываются не только абсолютные ее значения, но и сравнительные

данные. Тем не менее благодаря исследованиям стадиальных морен, расположение которых отражают сравнительно недавние этапы истории оледенения, так сказать, перекидывается мост к пониманию и более отдаленных от нашего времени ледниковых эпох. Вопросами стадиальности в развитии оледенения занимаются сейчас многие ученые как в Советском Союзе, так и в зарубежных странах.

О КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРИЧИНАХ ЛЕДНИКОВЫХ ЭПОХ

Суть вопроса заключается в том, что отыскиваются и характеризуются некоторые общие и крупномасштабные изменения климата, которые могли бы способствовать или служить причиной появления и развития оледенения в самых различных частях земного шара. Само собой разумеется, что могли быть и местные изменения климата, что неизбежны местные особенности в общих изменениях климата. Но предпосылкой для решения таких частных вопросов (также имеющих большое принципиальное и практическое значение) являются все же те или иные установленные или хотя бы намеченные положения относительно меняющихся общих климатических условий земного шара.

Установлено, что основной особенностью климата ледниковых эпох была его суровость, большое понижение температуры. Изменения количества осадков также имели большое значение, но главным образом в связи с частными особенностями условий оледенения в тех или иных районах. Выяснение причин ледниковых эпох заключается, следовательно, в отыскании причин соответственных изменений климатов земного шара. Это основная задача палеоклиматологии, задача исследователя истории развития климатов Земли. В частности, она заключается в том, чтобы найти возможное объяснение таких резких похолоданий, хотя бы в относительно высоких широтах, которые достаточны для возникновения ледниковых покровов и которые находятся в явном противоречии с преобладающей в истории Земли тенденцией к установлению более теплого «неледникового» климата.

Следуя в основном К. К. Маркову (1951, стр. 139), разделим изменения климатов Земли по причинам, их обусловливающим, на четыре группы (в нашем делении добавляется третья группа):

1) изменения климата, зависящие от непостоянства состояния (состава) земной атмосферы;

2) изменения климата, зависящие от непостоянства потока солнечной радиации, поступающей на Землю;

3) изменения климата, зависящие от элементов движения Земли как планеты;

4) изменения климата, связанные с изменениями поверхности Земли.

Что касается циркуляции атмосферы, то ее лучше рассматривать не как самостоятельную первопричину, а как механизм, с помощью которого могут осуществляться изменения климата, обусловленные тем или иным первичным фактором.

Разнообразие и взаимное переплетение многих факторов, так или иначе влияющих на климаты Земли, приводят к большой сложности всей проблемы и к множественности теорий и гипотез о причинах ледниковых периодов. Вместе с тем известно, что достаточно удовлетворительное климатологическое объяснение их не найдено.

Изложение главнейших теорий такого рода можно найти в учебниках по климатологии, исторической геологии, гляциологии, палеогеографии. Обычным недостатком этих теорий является их односторонность и неспособность объяснить разнообразие природных явлений, связанных с ледниковыми периодами. С другой стороны, некоторые теории и даже гипотетические построения получили известность и научное признание вследствие хорошей логической обоснованности и благодаря успешному объяснению некоторых твердо установленных фактов, давно привлекавших пристальное внимание всех исследователей Земли.

Короткие изменения солнечной активности, частью периодические (например, с периодом 11 лет), в настоящее время более или менее успешно связываются с короткими же современными колебаниями климата. Но полученные выводы нельзя еще применить к тысячелетним периодам. С другой стороны, изменения климатов в геологическом летосчислении обязательно связываются с изменениями лика Земли.

Возникает естественный вопрос, может ли комплекс географических причин быть достаточным для возникновения и развития оледенения. Можно ли при помощи полного учета географической обстановки, не привлекая «внешних» факторов климата, объяснить историю оледенений? Ответ должен быть отрицательным.

Действительно, геологические представления об изменениях конфигурации материков, обусловливающей распределение океанических течений, а также о процессах горообразования позволяют представить общие изменения климата в периоды, исчисляемые десятками и сотнями миллионов лет. Четвертичное оледенение (как и другие ледниковые периоды) заняло в истории Земли неизмеримо более короткий промежуток времени. Основные географические условия, предшествовавшие четвертичному оледенению, и эти условия в послеледниковую эпоху не так уж сильно отличаются друг от друга, а между тем ледниковые покровы Северной Америки, Европы и Сибири сначала появились,

а потом исчезли. Тем более не увязывается кратность оледенений (чередование ледниковых и межледниковых эпох) с общим медленным процессом развития земной поверхности. Таким образом, воздействие неземных факторов климата было необходимо для наступления ледниковых периодов. Но нужна, очевидно, и соответствующая географическая обстановка.

Необходимо учитывать и дальнейший ход событий. Раз возникнув, ледниковый покров должен оказывать охлаждающее действие на окружающую местность, которое должно усиливаться по мере разрастания площади, занятой снегом и льдом. Охлаждающее влияние четвертичных ледниковых покровов на климаты всего земного шара также признается более сильным, чем первоначальное похолодание климата, необходимое для возникновения покровного оледенения. Антарктида в настоящее время показывает пример очень сильного вторичного охлаждающего действия (Авсюк, Котляков, 1964). В южном полушарии летом почти на 5° холоднее, чем в северном. Резко выраженная широтная зональность климатов южного полушария также связывается с Антарктидой. При этом процесс «самоохлаждения» Антарктиды, поддерживающий чрезвычайно низкие температуры, имеет две стороны: 1) отражение солнечной радиации; 2) интенсивное излучение высоко поднятой поверхности.

Сейчас можно сделать следующие общие выводы относительно климатических причин ледниковых периодов.

1. Общее похолодание климата в ледниковые эпохи было значительно бóльшим, чем то похолодание, которое могло явиться причиной возникновения ледниковых периодов.

2. Климатические причины возникновения оледенений очень сложны. В настоящее время выяснены и частью оценены количественно отдельные факторы, способствовавшие оледенению; однако общего законченного объяснения ледниковых эпох пока нет.

3. Надо считать, что совсем не объяснено пермо-карбоновое оледенение в тропических странах.

Такое состояние вопроса нельзя признать удовлетворительным. В связи с этим обстоятельством следует обратить внимание на появление в последнее время антигляциалистических воззрений в науке. Эти воззрения в ряде работ развивают И. Г. Пидопличко и П. С. Макеев (1952, 1955), которые высказали мнение, что древнего материкового (покровного) оледенения на материке Европа не было, что принятая в науке теория материкового оледенения вообще порочна. Критика этих воззрений уже дана в дискуссионных выступлениях и статьях многих ученых, в частности в статье К. К. Маркова «Антигляциализм» (1955). Сейчас нет оснований считать, что научно хорошо обоснованное положение о неоднократном развитии в прошлом мощных оледенений поколеблено возражениями «антигляциали-

стов». На этом вопросе мы специально останавливаться не будем. Но вместе с тем нельзя не признать больших трудностей, с которыми встречаются ученые при исследовании древних оледенений. До сих пор нет их удовлетворительного общего объяснения; перечисление ряда факторов, включая и их приближенную количественную оценку, еще не равносильно такому объяснению.

Естественной причиной такого положения является крайняя сложность и запутанность вопроса. Известно, насколько вообще сложны погодно-климатические процессы и как трудно предсказать их развитие даже в ближайшем будущем. Еще труднее разгадать их ход в давно минувшие времена, причем задача усложняется тем, что приходится оперировать большим числом предпосылок, недостаточно надежно установленных. Некоторыми же сторонами проблемы наука лишь только овладевает либо овладела в самое недавнее время. Сюда относятся, в частности, вопросы о связях между гелиофизическими и геофизическими явлениями и процессами.

Приведем два общих замечания, относящиеся к вопросу о климатических причинах оледенения, из книги М. Шварцбаха «Климаты прошлого» (1955). Так, на стр. 5 читаем: «Сбор фактического материала — вот что является насущной задачей палеоклиматологии». Затем, подчеркивая многообразие причин крупных колебаний климата, М. Шварцбах пишет: «Поэтому неудивительно что ни одна из многочисленных гипотез не решает проблемы климата до конца и что до настоящего времени кажется почти безнадежным проникнуть в тайну оледенений» (стр. 248). Действительно, дальнейший сбор фактического материала является одной из главных задач палеоклиматологии и гляциологии (гляциоклиматологии), но в то же время отнюдь не безнадежной основной задачей является углубленное теоретическое изучение проблемы.

Помимо всего сказанного выше, должно быть подчеркнуто следующее принципиальное обстоятельство. С точки зрения общего длительного развития лика Земли гораздо легче поддаются объяснению постепенные (в геологическом смысле) изменения климата, так как они соответствуют медленным переменам в действии основных факторов. Ледниковые эпохи, длившиеся лишь тысячи или десятки тысяч лет, являются лишь короткими возмущениями более теплых неледниковых климатов, развитие которых длится миллионы лет. В то же время эти возмущения не укладываются в представлении об обычной неустойчивости климатов, связанной с неустойчивостью атмосферной циркуляции. Надо считать, что ни длительность, ни ход событий ледниковых эпох не имеют чисто климатологического объяснения. Каждая ледниковая эпоха представляет собой особенный гляциоклиматический цикл,

связанный не только с изменениями климата (не всегда «ведущими»), но и с собственными свойствами развития оледенения.

Наука уже пришла к чрезвычайно важному положению, что для возникновения (зарождения) ледниковых покровов необходимо гораздо меньшее изменение климата, чем то, какое имело место при полном (максимальном) развитии ледниковых покровов. С климатологов теперь, так сказать, снимается обязанность объяснять какими-то внешними факторами чрезвычайное похолодание климата во время ледникового периода. Оно естественно объясняется (и может быть оценено количественно, хотя и не вполне точно) влиянием самих ледниковых покровов и в свою очередь служит причиной саморазрастания последних. Но это лишь одна черта гляциоклиматического цикла, да и то характеризующая, по существу, лишь активное включение самих ледников (ледниковых покровов) в число факторов формирования климата, а не собственно развитие ледников как результата «обмена вещества». Саморазвитие любого ледника в первую очередь представляет собой наращивание толщи фирна и льда до тех пор, пока это наращивание не уравновесится растеканием масс льда в стороны. Ниже будет показано, что и ликвидация ледниковых покровов трудно поддается чисто климатологическому объяснению.

Таким образом, общее изучение климатических причин и условий возникновения и развития ледниковых эпох должно включать: 1) отыскание общих климатических причин, способных вызвать зарождение ледниковых покровов, и 2) изучение собственно гляциоклиматического цикла, включая саморазвитие ледниковых покровов. Ни объяснение существования ледниковых периодов изменениями климата, ни суждение о климате на основании данных об оледенении невозможны без учета собственных свойств развития ледников. Но вопросы о свойствах развития ледников шире: они, во-первых, имеют свою важнейшую собственно гляциологическую сторону и, во-вторых, они (эти вопросы) в равной мере относятся и к горным ледникам, когда влияние ледников на климат становится очень ограниченным.

Ниже мы рассмотрим эти вопросы отдельно.

О СОБСТВЕННЫХ СВОЙСТВАХ РАЗВИТИЯ ЛЕДНИКОВ

Общие замечания о свойствах развития ледников

Ледник представляет собой движущуюся массу льда, как правило, очень больших или даже огромных размеров. Он обладает во всяком случае собственными свойствами развития, которые могут рассматриваться с разных точек зрения. В данном случае постановка вопроса такова: фазы наступания и отступания ледников определяются климатом; вместе с тем необ-

ходимо выяснить и обоснованно представить, в какой мере подчиненная климату тенденция эволюции оледенения может нарушаться собственными свойствами развития ледников.

Представление о том, что ледник — продукт климата, оправдывается постоянными наблюдениями за ледниками и подтверждается всей известной историей развития ледников. Повышение температуры воздуха (в течение ряда лет) и уменьшение количества осадков, выпадающих в твердом виде, т. е. такие изменения климата, которые сопровождаются повышением снеговой границы, приводят к сокращению размеров оледенения, к развитию регрессивной его фазы. Наоборот, понижение снеговой границы приводит к разрастанию ледников, связывается с прогрессивной фазой развития оледенения. Реакция ледников на изменение климата может быть быстрой или же замедленной, но это больше относится к ледниковым языкам, а не к ледникам в целом. Ледники же в целом должны, очевидно, реагировать сразу: любые изменения климата, вероятно, так или иначе должны сразу же (т. е. после одного теплого или холодного лета или после много- и малоснежной зимы) повлиять на ледник и изменить общий его баланс.

Сущность реакции ледника на изменения климата можно охарактеризовать следующим образом. Если ледник стационарен (что возможно лишь при стационарном состоянии климата), то он имеет как раз такие размеры и форму, при которых возможен уравновешенный баланс ледника. Всякое изменение климата влечет за собой нарушение равновесия между приходом и расходом вещества ледника и вызывает такое изменение размеров и формы ледника, при котором восстанавливается уравновешенный с климатом (нулевой) баланс ледника. Размеры и форма любого ледника зависят, очевидно, не только от климата, но и от рельефа. Но ведущим фактором в последовательных изменениях ледников, как правило, является климат; случаев, когда ведущим фактором является само изменение рельефа, связанное с геологическими причинами, мы здесь не рассматриваем.

Из последовательных изменений ледника складывается его развитие. Тенденция развития ледника, связанного с климатом («подчиненного» климату), всякий раз заключается в том, чтобы ликвидировать то нарушение уравновешенного баланса ледника, которое вызвано изменением климата. Если снеговая линия опустилась, то соответственно путем энергичного перемещения вещества из области питания в область абляции увеличиваются размеры ледникового языка, увеличивается суммарное стаивание ледниковой поверхности и баланс ледника вновь уравновешивается. Если снеговая линия повышается, то питание языка становится недостаточным; нарушенный нулевой баланс ледника теперь должен восстановиться путем сокращения раз-

меров языка. Все это характеризует общую тенденцию подчинения ледникового процесса климату; но ниже будет пояснена возможность и неизбежность таких случаев, когда такое взаимоотношение между климатом и ледником нарушается.

Таким образом, развитие ледника, подчиненное климату, характеризуется следующими основными чертами:

1) если вследствие изменения климата баланс ледника становится положительным, то ледник должен увеличиться в размерах настолько, чтобы баланс уравновесился с климатом, т. е. стал нулевым при данном климате;

2) если вследствие изменения климата баланс ледника становится отрицательным, то ледник должен сократиться в размерах опять-таки настолько, чтобы баланс его стал нулевым (при данном изменившемся климате). Например, расчет показывает, что ледник Малый Актру на Алтае (см. рис. 42) должен укоротиться на 400 м, и тогда его баланс станет нулевым.

Отсюда вытекает новое очень важное положение о зависимости баланса ледника от его размеров *при данном климате*. Речь идет о таких самых обычных случаях, когда изменение климата уже произошло, климат стал более или менее стабильным, а размеры ледника продолжают изменяться. Положение это содержит два пункта:

1) если баланс ледника положителен (например, после происшедшего опускания снеговой границы), то при увеличении размеров ледника он становится нулевым, т. е. при увеличении размеров ледника (при одном и том же климате) расходная часть баланса увеличивается больше, чем приходная, или же увеличивается только расходная часть;

2) при уменьшении размеров ледника (при данном климате) расходная часть уменьшается больше, чем приходная часть баланса, или же уменьшается только расходная часть.

Вообще говоря, при изменении размеров ледника в порядке его приспособления *к уже изменившемуся климату* должны меняться обе части баланса, но основными являются изменения расходной части: увеличение ее при увеличении размеров ледника, ее уменьшение при сокращении этих размеров, причем главным регулятором является ледниковый язык. Именно путем соответствующего изменения его размеров достигается основное уравновешивание ледника с климатом.

Должна быть отмечена еще одна сторона, имеющая принципиальное значение в общем представлении о динамике ледников, связанной с климатом и подчиненной климату; она связана с двумя предыдущими сторонами. Это третье положение может быть сформулировано таким образом: изменения ледников должны быть *обратимыми* (условно) вместе с климатом.

Оговорка «условно» означает следующее. Пусть, например,

высота снеговой линии в данное время 3000 м; затем снеговая линия поднимается, положим, до 3400 м, причем ледник соответственно сокращается в размерах. Если теперь снеговая линия вновь опустится до 3000 м, то и ледник вернется (с известным запозданием) к прежним размерам и состоянию. Если вообще климат, претерпев некоторое изменение, вновь возвращается к прежнему состоянию, то и ледник после соответствующих изменений также возвращается к прежнему состоянию.

Надо заметить, однако, что представление об обратимости ледниковых процессов в определенной степени условно и вполне обратимых процессов быть не может; наличие их противоречило бы принципу развития. Прежде всего при колебаниях климата его состояния не повторяют в точности одно другое. Тем более нельзя сказать, что одинаковые высоты снеговой границы соответствуют вполне одинаковым состояниям климата. Затем даже в относительно короткие промежутки времени, например за сотни и даже десятки лет, могут иметь место те или иные изменения рельефа, так что рельеф как база оледенения в точности не повторяется при повторном возвращении снеговой границы к одному уровню. В особенности это относится к состоянию и накоплению моренного покрова, который существенно влияет на абляцию ледников.

Тем не менее с известной степенью условности и приближенности можно сказать, что изменениям ледников, поскольку их динамика подчиняется климату, свойственна обратимость вместе с климатом. Практически это значит, что по колебаниям климата мы можем судить о колебаниях ледников, и наоборот. Особенно надо подчеркнуть последнее.

При длительном постепенном изменении климата или при его последовательных изменениях в одну сторону происходит также (с тем или иным запаздыванием) длительное изменение ледника, выражающее его тенденцию прогрессивного и регрессивного развития в зависимости от характера изменений климата.

В качестве некоторого общего заключения относительно развития ледников, подчиненного климату, можно сказать следующее: если в своих изменениях, в своей тенденции развития ледник подчинен климату (при условии постоянства рельефа), то это значит, что ледник (в частности, его размеры) является «функцией» климата, имеющей одно значение при каждом данном значении (состоянии) климата. Однако сомнительным, а в общем случае и неправильным было бы обратное заключение, состоящее в том, что каждому размеру ледника соответствует определенное состояние климата, так как в отношении размеров ледника температурные условия и количество твердых осадков могут друг друга взаимно компенсировать. В особенности недостаточно отражают климат только внешние размеры

ледника. Если же учитывать точно все стороны состояния ледника, как-то: его мощность, движение, внутреннее температурное поле, гидрологическую активность, состояние фирна и льда и т. д., то тогда можно считать, что ледник очень полно отражает состояние климата. Приближенное суждение о климате по данным об оледенении возможно почти всегда.

Констатируя постоянство и интенсивность климатических влияний на оледенение, мы все же должны задать вопрос, насколько ледниковые процессы, связанные с климатом, ему подчинены и не может ли оказаться в них (пусть не всегда) большой доли самостоятельности. Оговоримся, что здесь мы не рассматриваем ледниковых процессов, связанных с развитием рельефа земной поверхности. Не рассматриваем мы здесь и случаев кажущейся самостоятельности (по отношению к климату) в поведении ледников, когда, например, длинный язык ледника еще продолжает наступать, в то время как общий баланс ледника уже стал отрицательным.

Представление о подчиненном климату развитии ледника связывается прежде всего с несомненным положением, что при наличии положительного баланса ледник должен расти, а при отрицательном балансе — сокращаться. Второе важное положение заключается в том, что в процессе роста или сокращения ледника восстанавливается его равновесный баланс за счет преимущественного изменения расходной части баланса.

Однако это положение, т. е. вторая сторона общего представления о подчиненной климату динамике ледников, не может считаться безусловным. Например, уменьшение размеров и снижение уровня поверхности у ледника, занимающего широкий бассейн, могут повлечь за собой не выравнивание баланса ледника, а усиление его таяния и его дальнейшее разрушение. Такой процесс, хотя и подготовленный неблагоприятным изменением климата, может стать самостоятельным по отношению к климату и не будет означать дальнейшего повышения уровня снеговой границы.

Нельзя отрицать возможности таких существенно необратимых процессов, которые явным образом нарушают последовательность в изменениях ледников, совпадающую с последовательностью изменений климата. Если, например, в результате ряда холодных, со снегопадами летних сезонов устойчивый снежно-фирновый покров образуется на значительном участке склона над ледником, ранее обнаженном, то это приведет к существенному изменению подстилающей поверхности в ледниковом бассейне и будет в дальнейшем способствовать увеличению приходной части в общем балансе ледника. Практически важным может оказаться такой вопрос: если в течение ряда лет эксплуатировать ледник путем искусственного усиления его таяния, то восстановится ли ледник в дальнейшем или разовьется

необратимый процесс его разрушения? Теоретически возможен и тот и другой случай.

Для ясности дальнейшего изложения следует указать, как именно состояние ледника может влиять на его дальнейшую эволюцию.

О роли различных видов изменения размеров и состояния ледников

Эта роль проявляется по-разному; укажем на типичные случаи.

1. Изменение толщины (мощности) ледников влечет за собой изменение уровня их поверхности и соответственное увеличение или уменьшение абляции ледников. Это влияние обычно направлено в ту же сторону, что и предшествующее изменение климата, но не всегда. В горных условиях оно большей частью незначительно и быстро компенсируется изменением размеров ледникового языка, но опять-таки не всегда. В случае сильного подпруживания льда в узком месте изменение уровня ледниковой поверхности может стать весьма значительным и может оказать сильное самостоятельное влияние на баланс ледника.

2. Если уменьшение толщины льда приводит к вытаиванию на поверхности скалистых выступов ледникового ложа, то это способствует увеличению абляции ледника, помимо влияния общих климатических условий.

3. Очень важное значение имеет нарушение (или же восстановление) целостности ледника; оно может привести к распаду ледника на части.

4. Изменение толщины (мощности) ледникового покрова должно оказывать несравненно большее влияние на общий его баланс, чем в случае горных ледников, так как оно может происходить на очень больших площадях и так как растекание льда при малых уклонах местности (при равной толщине) происходит медленнее, чем у горных ледников.

5. Изменения в состоянии поверхности самих ледников, а также склонов над ледниками (закрытие их снежно-фирновыми полями или их обнажение), приводящие к изменению характера подстилающей поверхности в ледниковом бассейне, тем самым влияют и на дальнейший режим ледников. Очень важное значение имеет степень покрытия ледника естественным моренным материалом, а также искусственное запыление ледников.

6. Зарождение (возникновение) ледников требует более суровых климатических условий, чем сохранение уже существующих ледников (малых), которое облегчается наличием постоянно холодной подстилающей поверхности. Это очень важное общее положение.

Любое изменение размеров ледников влияет на климат, в котором они существуют, помимо общих изменений климата. В случае ледниковых покровов это влияние выходит далеко за пределы самих ледников и может распространяться на весь земной шар. В случае горных ледников это влияние более ограниченно, но им нельзя пренебрегать при анализе режима самих ледников.

Из этого неполного перечня можно видеть, что раз происшедшие изменения размеров ледников могут существенно влиять на их дальнейший режим, их баланс, их дальнейшие изменения и развитие, помимо тех или иных новых изменений климата. Отсюда вытекает возможность случаев необратимости ледниковых процессов по отношению к климату и возможность того, что одному состоянию климата могут соответствовать различные состояния ледника.

Обратимся к рассмотрению некоторых типичных случаев различных взаимоотношений между непосредственной ролью климата в динамике ледников и проявлением их собственных свойств развития.

Значение изменений толщины ледника при опускании или поднятии снеговой линии (при отсутствии подпруживания)

Рассмотрим с помощью простой схемы основной механизм активного включения ледника в общий ход изменения интенсивности оледенения вследствие утолщения и утоньшения ледника в связи с изменениями климата. Пусть ледник спускается по ровному склону, крутизна которого равна α, ровным потоком, суживающимся лишь в нижней части в результате таяния. На рис. 89 изображены два случая: при более высоком положении снеговой линии и при ее опускании. Общую длину ледника для наших выводов рассматривать не требуется. Через L обозначим длину верхней части ледника, считая от верха гребня до профиля у снеговой линии, а через p — величину положительной разности оледенения; z означает толщину ледника у снеговой линии.

Как видно из рисунка, увеличение длины ледника при изображенном опускании снеговой границы представляется в виде суммы двух отрезков $BC+CD$, т. е.

$$dL = \frac{dp}{\sin \alpha} + \frac{dz}{\operatorname{tg} \alpha}.$$

Увеличение толщины ледника на величину dz влечет, следовательно, дополнительный прирост его длины (в верхней части) на $\frac{dz}{\operatorname{tg} \alpha}$. Вполне возможно сделать приближенный расчет входя-

щих в формулу величин и оценить значение нарастания толщины ледника в общем изменении его размеров.

Обозначим через b ширину потока, которую считаем одинаковой от верха до снеговой линии, через v среднюю скорость движения льда в поперечном профиле у снеговой линии и, наконец, через r величину слоя ежегодного накопления твердых осадков, среднюю для всей области питания ледника (в переводе на среднюю плотность льда в сечении потока у снеговой линии). Тогда получим следующие равенства:

а) для первого положения ледника $Lbr = zbv$,

б) для второго положения ледника $L_1br = z_1bv$.

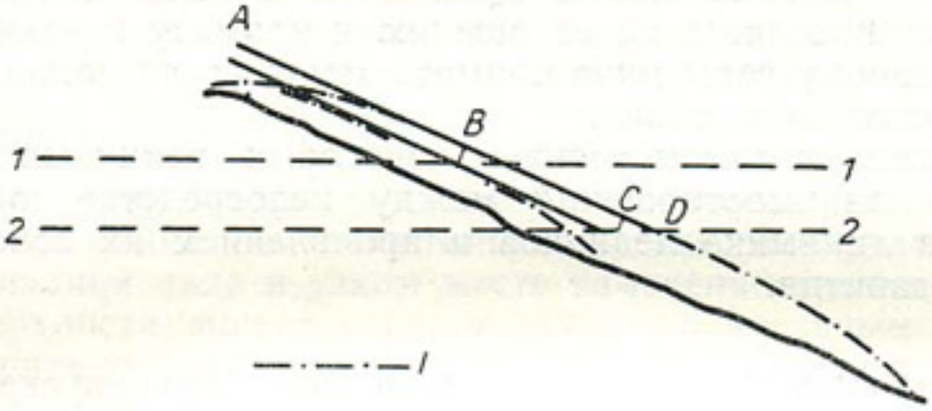


Рис. 89. Изменение размеров ледника простейшего вида при понижении снеговой линии от уровня *1—1* к уровню *2—2*.
1 — продольный профиль ледника.

При этом мы предполагаем еще, что количество осадков в области питания ледника не изменилось, а опускание снеговой линии произошло за счет понижения летних температур воздуха. Поделив одно равенство на другое, получим

$$\frac{z_1v_1}{zv} = \frac{L_1}{L}.$$

Скорость движения льда v будем считать пропорциональной квадрату мощности ледника, или величины z, что, может быть, и неточно, но близко к действительности (Калесник, 1939, стр. 92). Тогда простое преобразование даст

$$z_1 = z\sqrt[3]{\frac{L_1}{L}}.$$

Возьмем в качестве примера такие первоначальные данные: длина ледника от его верха до снеговой линии 2500 м, мощность 200 м, уклон 10°. Допустим, что ледник увеличился в длине до 4250 м, т. е. в 1,7 раза; тогда мощность его должна возрасти в 1,2 раза (почти точно $\sqrt[3]{1{,}7}$) и стать равной 240 м, или иначе

$dz = 40$ м. Та часть увеличения длины ледника, которая обусловливается нарастанием его мощности, будет равна частному от деления 40 м на $\mathrm{tg}10°$, или 227 м. Прирост длины, определяемой непосредственно снижением снеговой линии, выразится, следовательно, разностью 1750 м (общий прирост) минус 227 м, т. е. 1523 м. Чтобы найти величину депрессии снеговой линии, надо 1523 умножить на $\sin 10°$; тогда получим 265 м.

Таким образом, в рассмотренном примере с достаточно реальными данными увеличение длины (и площади) ледника, связанное с одновременным неизбежным развитием и его мощности, представляется довольно существенным, но отнюдь не ведущим: оно составляет лишь немногим более одной восьмой части общего увеличения длины. Расчет, сделанный для верхней части ледника, вполне справедлив для всего ледника, вплоть до его конца. Суть дела понятна: при снижении снеговой линии на 265 м дополнительный подъем ледниковой поверхности «навстречу» хионосфере на 40 м не будет иметь решающего значения.

При поднятии снеговой линии события будут развертываться в обратном порядке. Вывод будет аналогичным: утоньшение ледника приведет к дополнительному, но относительно небольшому сокращению его длины и площади.

Наш частный вывод, основанный на некоторой упрощенной схеме с изображением ледника на ровном горном склоне, вместе с тем имеет и общий характер для горных оледенений альпийского типа. В самом деле, если допустить, что в приведенной выше формуле не dp, а dz получает ведущее значение, то это будет означать такое нарастание толщины фирновых полей на склонах, которое приведет к изменению самого типа горного оледенения по причине сглаживания рельефа. Пока же оледенение развивается (прогрессивно или регрессивно) в пределах горного типа и в большой степени привязано к склонам горных хребтов со значительной крутизной, главное значение в динамике ледников имеет взаимодействие атмосферы с коренным рельефом, хотя бы и покрытым снегами и ледниками. Изменения толщины льда имеют лишь некоторое дополнительное значение.

Отметим еще, что сделанные выводы, по существу, давно приняты в гляциологии, ибо известно, что динамика ледников определяется и регулируется перемещениями снеговой линии вверх или вниз по склонам горных хребтов. Следует, однако, подчеркнуть не абсолютный, а относительный характер этого правила. В самом деле, приведенная выше формула показывает, что решающее значение имеет с о о т н о ш е н и е между величинами dp и dz, и нет оснований считать, что вторая величина должна быть всегда много меньше первой. Очень большим оказывается значение dz в случае подпруженных ледников.

Особенности динамики подпруженных ледников

Подпруживание ледников — самое обычное явление. Во всех случаях, когда ледниковый язык заполняет свою долину до краев, можно считать, что движение льда стеснено и уровень ледника поднят вследствие подпруживания. Но в некоторых типичных условиях эффект подпруживания приобретает, можно сказать, определяющее значение.

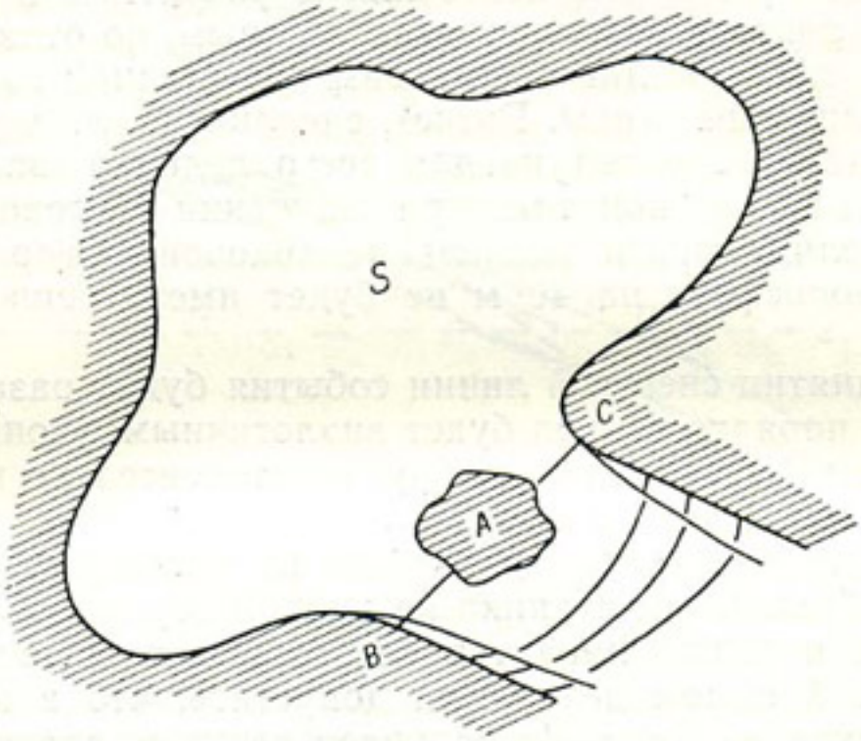


Рис. 90. Один из видов подпруживания ледника.

Подпруживание льда. Допустим, что ледник залегает в обширном и пологом бассейне с площадью, равной S, и имеет свободно истекающий широкий язык (рис. 90). Допустим теперь, что мы сумели на свободном пути ледникового потока воздвигнуть скалу A. Очевидно, что это обстоятельство вызовет подпруживание льда на площади S (или на ее части), расположенной выше воздвигнутого препятствия. Однако изменилась только конфигурация ледника или же должны измениться и размеры оледенения? Если построить плотину, перегораживающую реку, то расход воды в ней от этого не увеличится; он может лишь несколько уменьшиться вследствие испарения с увеличенной площади зеркала вод. Но в данном случае дело обстоит совсем иначе. Уровень ледника (выше препятствия) может подняться не на 5—10 м, а на 100—200 м и больше, а это повлечет за собой заметное изменение баланса ледника, в частности уменьшение таяния ледниковой поверхности, и, следовательно, накопление вещества на площади S увеличится. Значит,

станет больше и годичный расход льда в сечении профиля *BAC*; должен, стало быть, увеличиться и ледниковый язык. Этот процесс роста ледника самостоятелен и не определяется состоянием климата. Рост ледника, очевидно, должен иметь предел, обусловливаемый быстрым увеличением скорости движения льда при увеличении мощности ледника.

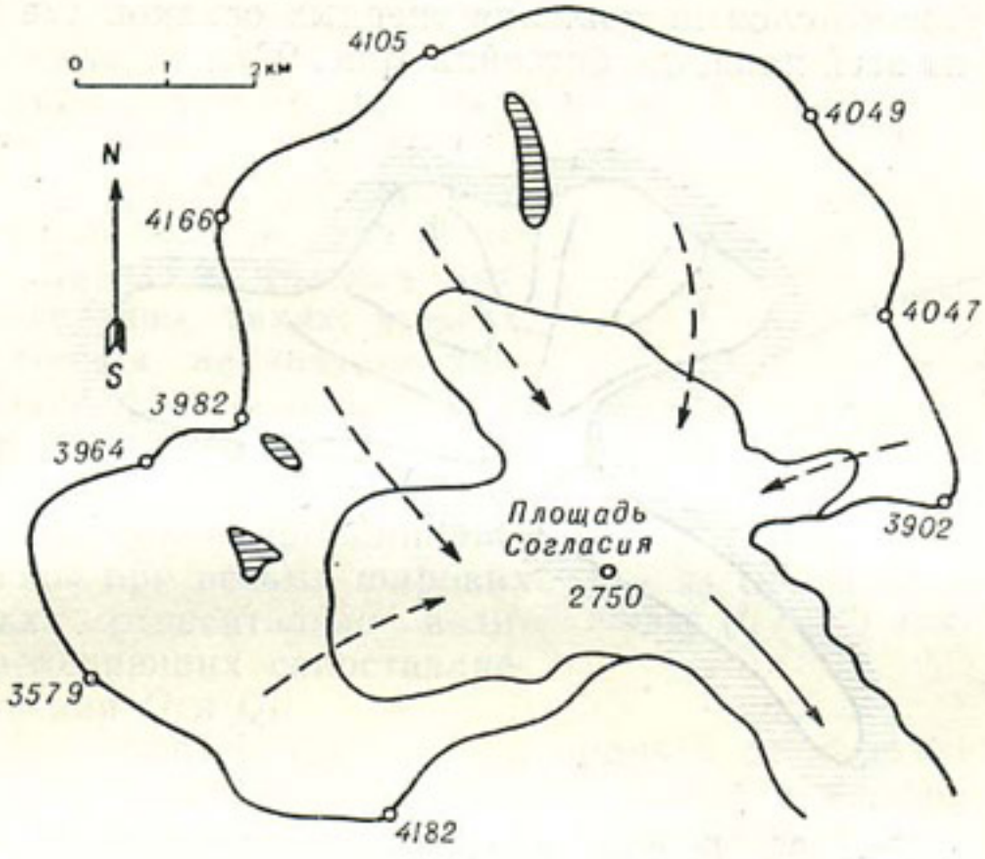


Рис. 91. Фирновая область Алечского ледника (по Р. Штрейф-Беккеру).
Пунктирными стрелками обозначены основные фирновые потоки.

Может ли подобный эффект подпруживания возникнуть естественным образом? Ответ должен быть безусловно положительным.

Если ледник образуется из нескольких потоков, стекающих со склонов, в обширном бассейне, а выход из последнего узок, то при общем росте оледенения легко может возникнуть подпруживание льда. Такой момент, очевидно, может наступить тогда, когда объединенный ледниковый поток подойдет к узкому выходу из бассейна и затем вступит в узкую долину. На рис. 91 изображен схематический план Алечского ледника, самого крупного в Альпах (площадь 115 кв. км), который представляет собой типичный пример подпруживания. Нетрудно видеть, что огромная масса фирна и льда, собирающаяся в обширном бассейне ледника, не может свободно пройти через узкий выводной канал. Вследствие подпруживания мощность Алечского ледника на Площади Согласия достигает почти

800 м (!), а в результате этого увеличиваются и общие размеры ледника.

Обратимся к графическому построению, поясняющему механизм и эффект подпруживания. Пусть площадь бассейна S, а AB — узкий «профиль подпруживания», причем b — ширина выходящего ледникового потока; его среднюю мощность на профиле AB обозначим через z. Пусть r — средняя величина (толщина) годового слоя накопления твердых осадков («в переводе на лед») по всей площади бассейна (рис. 92).

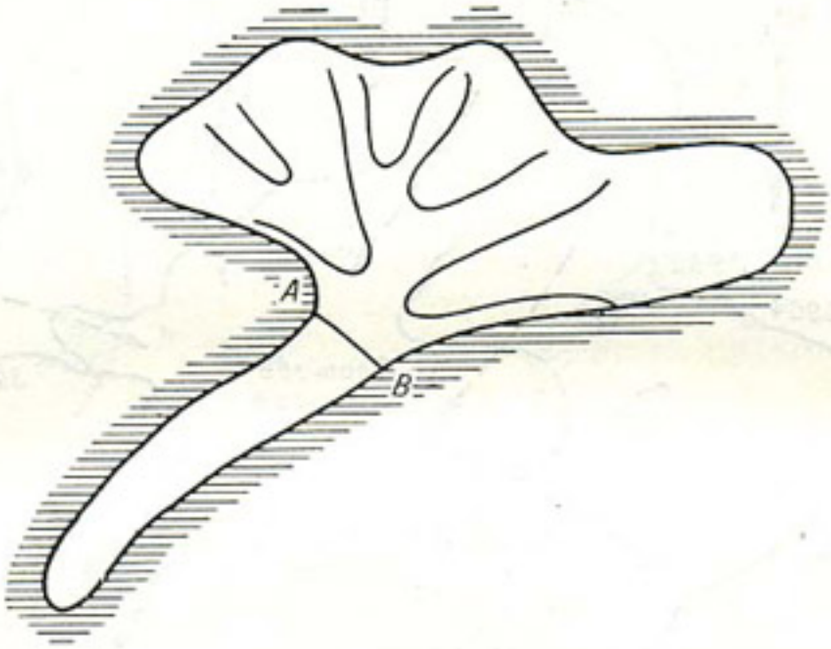


Рис. 92. Бассейн и профиль подпруживания ледника.

Тогда необходимым условием для подпруживания льда, которое будет сопровождаться поднятием ледниковой поверхности, явится перевес величины суммарного накопления твердых осадков на всей площади бассейна выше профиля AB над величиной истечения льда в этом профиле, т. е. должно быть

$$rS > zbv,$$

где v — средняя годовая скорость движения льда в профиле (в сечении) подпруживания. Первую величину, или накопление, обозначим через Q, вторую величину, т. е. истечение, — через Q_1. Заметим, что в момент, когда ледниковый поток (или несколько потоков льда) только подошел к профилю AB, и Q, и Q_1 равны нулю. Приходо-расходный баланс ледника в этот момент уравновешивается внутри бассейна, без истечения льда из него, ибо внутри бассейна есть площади, лежащие как выше, так и ниже снеговой границы. Если же ледниковый язык вошел в узкую долину, то, значит, приходо-расходный баланс внутри бассейна уже не уравновешен, так как становится необходимым истечение льда.

Величины Q и Q_1 являются функциями от z. При некоторой заданной величине z возможны три случая:

1) $Q=Q_1$; ледник стационарен (если, конечно, стационарен климат), имеется установившийся уровень поверхности внутри бассейна, не меняются и общие размеры ледника;

2) $Q>Q_1$; происходит процесс подпруживания, растет и весь ледник в целом;

3) $Q<Q_1$; уже подпруженный ледник теряет лед, его поверхность снижается.

Для сопоставления величин в их последовательных изменениях при разных значениях z следует построить две кривые: кривую накопления и кривую истечения. Заметим, что для точного построения таких кривых, вообще говоря, не хватает данных, однако форма кривых оказывается настолько характерной, что их сопоставление позволяет сделать важнейшие принципиальные выводы при весьма широких «допусках» относительно величин, определяющих сопоставляемые значения Q и Q_1.

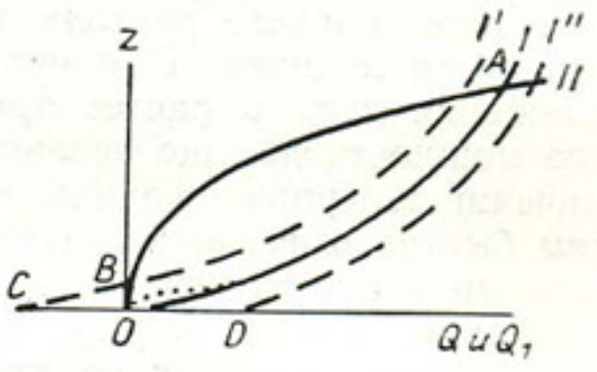


Рис. 93. Общий вид кривых накопления (I, I', I'') и истечения (II).

Кривые строятся так: по оси ординат откладывается величина z, т. е. мощность ледникового потока в профиле подпруживания, а по оси абсцисс — как величина накопления, так и истечения. На рис. 93 z дано в метрах, а Q и Q_1 — в миллионах кубических метров. График построен на основе некоторых примерных (следовательно, необязательных), но достаточно естественных и типичных для подпруженного ледника данных, а именно: $b=1$ км, $S=40$ кв. км, r до 1 м.

Форма кривой накопления при непременном условии малого уклона бассейна (за возможным исключением самих склонов) в направлении к выходу из него определяется следующими обстоятельствами. Если z возрастает от нуля, то это должно вызвать неизбежное поднятие поверхности ледника в бассейне и перемещение снеговой линии вперед, к ледниковому языку. Величина Q будет возрастать (также от нуля) очень быстро в результате совместного действия двух причин: 1) благоприятного изменения соотношения площадей питания S_1 и абляции S_2 и 2) общего уменьшения абляции вследствие поднятия ледниковой поверхности. Добавочно в том же направлении может влиять образование целостной и ровной ледниковой поверхности, что маловероятно при небольшой мощности ледника. Однако при дальнейшем увеличении z снеговая линия подойдет близко к AB и даже может перейти в область языка (в морфо-

логическом смысле), абляция станет малой вообще, и величина общего накопления Q будет приближаться к некоторому пределу. Нарастание ее сначала замедлится, а потом прекратится вовсе.

Отсюда вытекает важный вывод относительно формы кривой накопления Q: кривая накопления, т. е. кривая, характеризующая зависимость от z величины годового перевеса суммы выпадающих в бассейне твердых осадков над их таянием, имеет форму, начиная от начала координат, выпуклую вниз и вправо.

Форма кривой истечения определяется прогрессивно быстрым нарастанием Q_1 при увеличении z, или иначе быстрым увеличением годового расхода льда в сечении AB при увеличении мощности ледника. Причина заключается в том, что скорость движения льда v растет примерно пропорционально квадрату его мощности да еще увеличивается ширина потока b при увеличении z. Кривая, поднимаясь круто от начала координат, затем быстро выполаживается в правую сторону. Кривая истечения имеет выпуклость вверх и влево.

Такая общая форма кривых, несмотря на возможность самых разнообразных ее изменений, делает почти неизбежным второе пересечение кривых, кроме начала координат, притом в точке, которая может быть значительно удалена от начала координат.

Подробные числовые расчеты можно найти в книге автора «Вопросы горной гляциологии» (1954); здесь они не приводятся. Действительные объемы аккумуляции могут достигать многих миллионов и десятков миллионов кубических метров льда. Если выводная долина ледника узка, то при недостаточной его мощности неизбежно возникает большое расхождение между объемами накопления и истечения льда.

Сопоставление кривых приводит к очень важным выводам. При любом значении z от $z=0$ до $z=z_A$ (т. е. при любой в этом промежутке мощности выходящего из бассейна потока льда) величина накопления Q больше величины истечения Q_1. Ледник в этом случае неизбежно должен расти, увеличивая свою мощность до $z=z_A$ в месте выхода языка. Следовательно, если в результате предшествующего опускания снеговой линии конец ледника хоть немного войдет в узкий выводной канал (AB на рис. 92) и ледник вступит в стадию подпруживания, то затем начнется самостоятельный процесс развития ледника вплоть до точки A. Ледник в точке A приобретает состояние устойчивого равновесия с климатом и еще бóльших размеров не получит: если предположить, что $z>z_A$, то истечение станет бóльшим, чем накопление, и ледник должен вернуться в точку A. Возможная значительность этих размеров демонстрируется в нашем примере мощностью ледникового потока, равной 400 м

($z_A = 400$ м). При такой мощности и длина ледникового языка неизбежно должна быть очень значительной.

Процесс нарастания мощности (развития ледника) от $z=0$ до $z=z_A$ не требует никакой «помощи» со стороны климата, никакого дополнительного опускания снеговой границы. Мало того, при данных условиях прогрессивное развитие ледника (нарастание мощности) может происходить даже вопреки изменению климата, т. е. при поднятии снеговой линии. Конечно, если подпруживание только началось, то неблагоприятное колебание

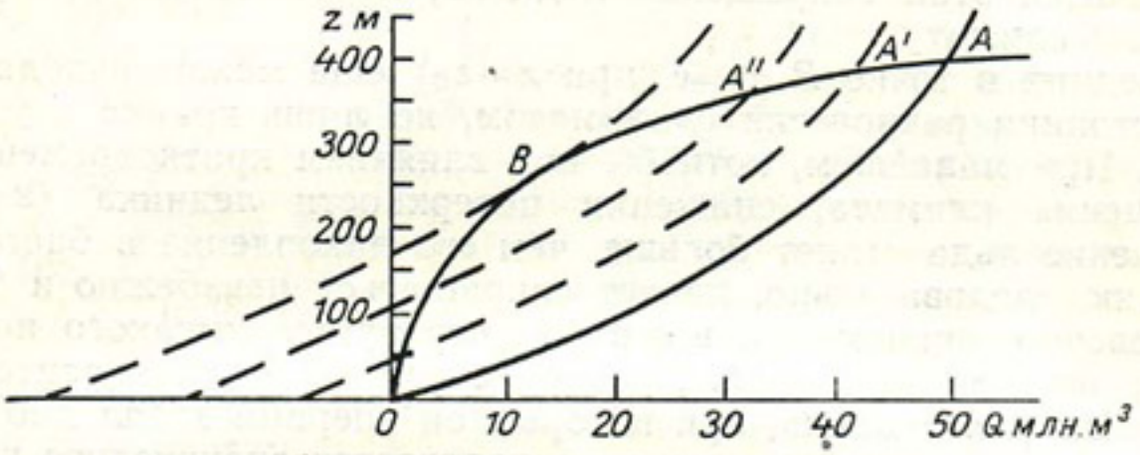


Рис. 94. Механизм разрушения подпруженного ледника при поднятии снеговой линии до критического уровня.

климата быстро его погасит; но в случае процесса уже развившегося ($z=z_C$) накопление твердых осадков внутри бассейна может оказаться намного больше, чем истечение льда (на рис. 93 на 25 млн. куб. м в год). Чтобы изменить теперь направление процесса, нужно довольно значительное поднятие снеговой линии (примерно на 200 м). Таким образом, процесс заполнения фирном и льдом обширного бассейна, имеющего узкий выводной канал, не может считаться просто подчиненным климату; этот гляциоклиматический процесс обладает важными чертами самостоятельности в своем развитии.

Процесс сокращения ледника, ранее подпруженного в обширном бассейне, также не является просто подчиненным климату. Обратимся еще раз к кривым накопления и истечения, но уже на рис. 94, причем предположим, что ледник находится в равновесии с климатом и имеет размеры, соответствующие координатам точки пересечения кривых A. Нетрудно показать, что если снеговая линия поднимается, то это будет сопровождаться (в масштабе рисунка) примерно таким же поднятием кривой накопления с приближенным сохранением ее формы. Пересечение этой кривой с осью абцисс теперь отодвигается влево от начала координат, а обе точки пересечения с кривой истечения будут лежать вправо от оси ординат.

Если верхняя точка пересечения кривых A переместится

в положение A', то и ледник несколько сократит свои размеры; в частности, его мощность уменьшится до $z=z_{A'}$. Этот процесс сокращения характеризуется тем, что он протекает в полной зависимости от климата, причем ледник сохраняет состояние подруженности и продолжает быть уравновешенным с климатом. Так будет продолжаться до тех пор, пока наконец кривая накопления станет касательной к кривой истечения в точке B. Для нашего случая (на рис. 94) это будет при подъеме снеговой линии примерно на 250 м выше ее исходного положения, и этим закончится этап сокращения ледника, непосредственно подчиненный климату.

Ледник в точке B (т. е. при $z=z_B$) еще может находиться в состоянии равновесия с климатом, но лишь крайне неустойчиво. При малейшем, хотя бы под влиянием кратковременного изменения климата, снижении поверхности ледника ($z<z_B$) истечение льда станет больше, чем его накопление в бассейне. Ледник, следовательно, начнет сокращаться неизбежно и безостановочно, причем для этого не потребуется никакого нового поднятия снеговой линии. Процесс, очевидно, не остановится на тех размерах ледника, при которых он впервые занял дно бассейна: теперь снеговая линия располагается значительно выше, и остатки разрушенного ледника должны будут уйти на склоны. Процесс может протекать весьма интенсивно, так как недостаток накопления твердых осадков в бассейне, сменяющийся затем избытком таяния, как видно из рис. 94, может быть очень велик. Процесс может протекать даже при опускающейся снеговой линии, т. е. не согласуясь с климатом. Таким образом, разгрузка заполненного ранее бассейна вместе с разрушением ледника (аналогично подпруживанию ледника) представляет собой процесс развития, обладающий важнейшими чертами самостоятельности по сравнению с климатическими изменениями. Рисунок 94 показывает, что если уровень ледника опустился до $z=z_1$ (или z_2, или z_3), а кривая накопления при опускании снеговой линии тоже опустится, но меньше, чем до положения 1 (или 2, или 3), то процесс самосокращения ледника все же будет продолжаться.

Кроме обширных водосборных бассейнов с узким выводным каналом, возможны и другие условия подпруживания ледников в горных странах. Главными из них надо считать следующие:

1) слияние нескольких ледниковых потоков, причем дальнейшее русло ледника недостаточно широко;

2) длинная узкая и пологая долина, а также отдельные сужения в ледниковой долине;

3) крупные неровности ледникового ложа, поднимающиеся со дна долины скальные барьеры;

4) очень большая каменная загрузка ледникового языка.

С. В. Калесник (1937, стр. 116) подчеркивает значение кон-

вергенции ледниковых потоков и увеличение мощности ледника как особого «механического» фактора, действие которого приводит к увеличению длины ледника. Подпруживание в узких и пологих долинах характерно для самых больших ледников Тянь-Шаня, Памира, Каракорума. Подпруживание — одно из основных условий существования таких ледников.

Дадим примерный расчет, показывающий значение пологих и узких долин для очень больших горных ледников. Предположим сначала, что крупный ледник истекает из области питания потоком шириной 4 км и с уклоном 10°, а годовой расход льда равен 100 млн. куб. м; подпруживание льда в таких условиях значительным не будет. Применив для расчета формулу Лагалли, получим, что мощность потока, обеспечивающая протекание всей массы льда, должна быть равна 247 м, или округленно 250 м. Язык ледника при уклоне 10° будет широким и сравнительно коротким. Если принять градиент абляции равным 0,4 м (на 100 м), а длину языка — 9 км, то такой язык будет опускаться на 1500 м ниже снеговой линии, а средняя величина абляции может быть оценена в 3 м в год. Тогда стаивание поверхности языка на площади 36 кв. км как раз уравновесит притекание льда сверху.

Пусть теперь ширина ледникового потока равна только 2 км, а уклон — 2°; годовой же расход льда остается прежним. Эти цифры очень близки к данным, характерным для ледника Федченко. Общий вид формулы ледникового потока, которой нужно пользоваться для расчета мощности последнего, остается прежним, но только необходимо теперь учитывать увеличение бокового трения ледника о стенки канала. Согласно вычислениям, необходимая мощность ледника должна быть равна 552 м, или округленно 550 м. Сейчас известно, что ледник Федченко обладает еще большей мощностью.

Необходимо еще учесть, что снеговая линия вследствие поднятия поверхности ледника должна теперь продвинуться вниз по леднику примерно на 9 км. Это даст леднику дополнительную площадь питания в 20 кв. км и дополнительное увеличение мощности потока примерно на 30 м. В конечном итоге подпруживание ледника в узкой долине, по сравнению с первым случаем относительно свободного опускания языка, вызовет в рассматриваемых условиях следующее увеличение оледенения (округленно): длина ледника увеличится на 35 км; площадь его на 50 кв. км; общий оборот воды, осуществляемый самим ледником, — примерно на 20 млн. куб. м в год. Необходимо оговориться, что энергичное развитие оледенения в узких и пологих долинах ряда главных горно-ледниковых стран земного шара связывается не только с эффектом подпруживания. Кроме естественного влияния вообще больших абсолютных высот таких стран, имеет значение более высокий уровень расположения

пологих долин по сравнению с долинами, опускающимися круто; но этим роль подпруживания, конечно, не снижается. Дополнительным весьма обычным фактором увеличения (сохранения) оледенения в узкой долине с крутыми склонами может быть большая загрузка моренами нижней части ледника. Надо считать, что этот фактор в ряде случаев может стать даже главным в смысле самого существования и сохранения крупных форм оледенения. Наконец, в некоторых случаях известное значение может иметь затененность узкой долины с высокими склонами.

Подпруживание ледников в древнем оледенении горных стран играло бо́льшую роль, чем сейчас. Причина заключается в том, что области питания ледников были гораздо обширнее, а речные долины, ранее занятые ледниками, нередко остаются узкими и вдали от современных центров оледенения. Подпруженной была сеть древних ледников в Альпах, причем ледники переливались из одной долины в другую. Аналогичная картина в более ограниченном масштабе наблюдалась и на Алтае. Свойствами самостоятельности процесса деградации ранее подпруженных ледников могут быть иногда объяснены особенности отложения стадиальных морен в горных долинах. На Алтае в горно-ледниковых долинах можно найти все или большую часть стадиальных морен (всего их восемь), указанных выше. Между тем в долине ледника Елангаш в восточной части Чуйского хребта, по данным Л. Н. Ивановского (1956), имеются только «юные» морены, расположенные близ современных концов небольших ледников, и затем морены максимальной стадии вюрма; промежуточных стадиальных морен нет. Объясняется это имевшим место сильным подпруживанием ледника Елангаш: площадь бассейна подпруживания достигала 230 кв. км при ширине выводящей долины не более 2 км и при уклоне ее 1,5—2°. Когда при общем сокращении оледенения бассейн стал разгружаться, то «самопонижение» уровня поверхности ледника в бассейне стало столь интенсивным, что последующие алтайские стадии наступания ледников в данном случае уже не могли остановить ход событий; снеговая линия ни разу больше «не догнала» опускающейся поверхности ледника Елангаш, пока наконец современные малые ледники не ушли на склоны хребта.

Законченной теории подпруживания ледников пока нет. Наиболее подробно рассматривается этот вопрос в книге автора «Вопросы горной гляциологии» (1954).

Значение двух уровней в нижней части хионосферы для динамики оледенения

Как ранее уже указывалось, в нижней части хионосферы надо различать два уровня: 1) уровень нулевого баланса приходо-расхода твердых осадков на ледниковой поверхности (это

собственно нижняя граница хионосферы) и 2) уровень нулевого баланса на каменной поверхности, лежащий значительно выше. Поэтому когда говорят, что для существования ледников или для их зарождения на склонах необходимо, чтобы их касалась хионосфера, то это недостаточно определенно: в первом случае речь идет о первом, более низком уровне, во втором случае — об уровне, лежащем выше. Общий уровень расположения хионосферы в первом случае, очевидно, может быть более высоким,

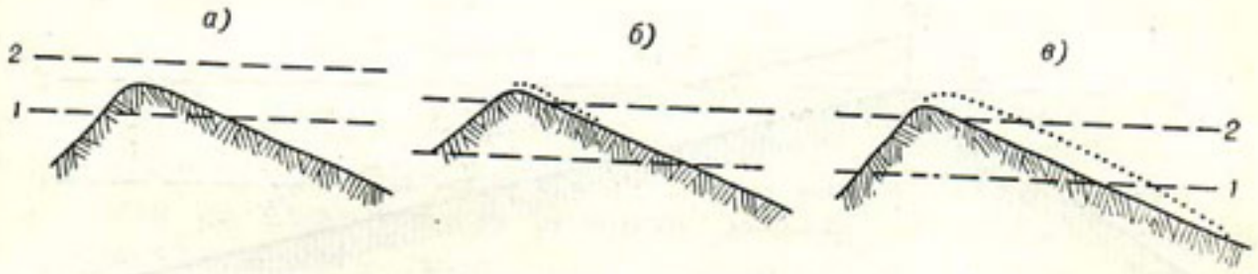


Рис. 95. Схема зарождения ледника.
1—1 и *2—2* — первый и второй уровни хионосферы соответственно.

чем во втором. Кроме того, с наличием двух уровней хионосферы связываются некоторые особенности динамики оледенения, нарушающие ее прямую подчиненность климату.

Заметим, что значение двух уровней нулевого баланса снега, определяющих климатические условия оледенения, подчеркивает Г. К. Тушинский (1963), хотя и без применения понятия хионосферы: один уровень — это снеговая линия на ледниках, другой подсчитывается по данным неледниковых метеорологических станций; это «уровень 365».

Схема зарождения ледника на склоне представлена на рис. 95.

Касание первым уровнем хионосферы гребня хребта еще не влечет за собой появления вечных снегов и ледников (рис. 95 *а*). С этим уровнем связывается нулевой приходо-расходный баланс твердых осадков лишь на постоянно холодной поверхности, но этот уровень еще недостаточен для такого баланса на каменной поверхности. Касание вторым уровнем хионосферы гребня хребта (рис. 95 *б*, *в*) повлечет за собой не только зарождение, но и саморазвитие ледника до определенных пределов. Физическая сторона этого процесса ясна и определяется тем, что любое снежное скопление, расположенное выше первого уровня хионосферы, будет иметь неуравновешенный приходо-расходный баланс с превышением прихода над расходом твердых осадков. Выравнивание (нулевое значение) баланса наступит лишь тогда, когда нижний край снеговых полей достигнет первого уровня хионосферы; при этом вследствие нарастания толщи снега и фирна должен образоваться и лед-

ник. Длина его от верха гребня до снеговой линии будет равна (рис. 96)

$$L = AD + DB + BE = \frac{H_2 - H_1}{\sin \alpha} + z \operatorname{tg} \alpha + \frac{z}{\operatorname{tg} \alpha},$$

где $H_2 - H_1$ — вертикальное расстояние между двумя уровнями хионосферы, α — наклон поверхности склона и z — толщина ледника.

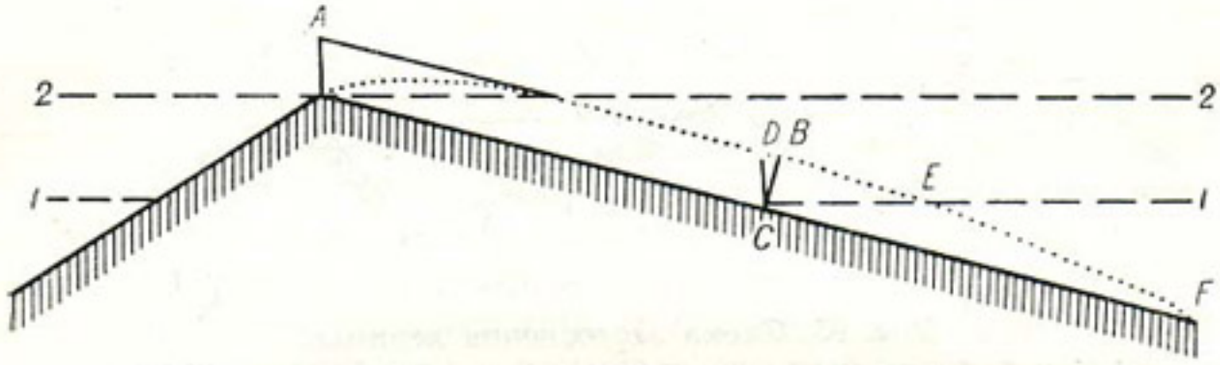


Рис. 96. Схема зарождения ледника и образования снеговой линии после касания гребня вторым уровнем хионосферы.
1—1 и *2—2* — первый и второй уровни хионосферы соответственно.

Общая длина ледника будет еще увеличена на длину языка, т. е.

$$L_1 = L + kL = L(1 + k),$$

где k — ледниковый коэффициент, рассчитанный для линейных размеров ледника в направлении, перпендикулярном линии гребня. Размеры такого ледника могут быть значительными. Так, если $H_2 - H_1 = 200$ м, а $\alpha = 20°$, то величина L достигает примерно 600 м. Она будет тем больше, чем положе склон. Эта величина зависит от вертикального расстояния между двумя уровнями нулевого баланса снега. Как уже указывалось выше, это расстояние тем больше, чем солнечнее климат.

Не подлежит сомнению, что эта схема фактически неизбежно должна видоизменяться под влиянием неровностей рельефа, но принципиальное значение ее сохраняется. Она показывает, что уже в самом процессе зарождения ледников должны проявляться их собственные свойства развития и что пренебрегать этими свойствами ни в коем случае нельзя.

Поднятие хионосферы без отрыва ее нижнего уровня до гребня хребта повлечет за собой уменьшение размеров ледников, но не их уничтожение. Уже образовавшиеся ледники могут существовать при таком положении хионосферы, при котором возникнуть вновь они не могли бы. Это черта инерции сохранения ледников. Только поднятие первого уровня хионосферы выше гребня хребта вызовет полную ликвидацию ледников. Вы-

сота хионосферы при этом будет больше, чем при зарождении ледников, на величину вертикального расстояния между двумя уровнями хионосферы.

Отсюда вытекает, что при одном и том же состоянии климата, при одной и той же высоте расположения хионосферы возможны два состояния верхнего пояса склонов — с ледниками и без ледников. Колебания хионосферы близ уровня гребня хребта (принимаем, что гребень расположен выше первого и ниже второго уровня хионосферы) могут изменить состояние склонов: временное поднятие нижнего уровня хионосферы выше гребня может уничтожить имеющиеся малые леднички, и они вновь не появятся; временное опускание второго уровня ниже гребня может, наоборот, привести к возникновению ледничков, которых раньше не было, и они затем сохранятся.

В связи со сложностью условий рельефа в горных странах процессы указанного типа могут протекать по-разному, увеличивая и подчеркивая действительное многообразие горных ледников, в особенности малых форм оледенения. Общее влияние и значение двух уровней нулевого баланса снега в дальнейшем будут выяснены более полно.

Роль необратимых процессов в зависимости от общей тенденции развития оледенения

Прогрессивная или регрессивная фаза оледенения или же его стационарное состояние не представляет собой постепенного беспрерывного нарастания или убывания или же существование все время одинакового состояния оледенения. Колебания ледников неизбежны так же, как неизбежны колебания климата. Колебания эти могут быть разнообразными: с большей или меньшей амплитудой, с более или менее намеченным ритмом или совсем без него и т. д. Полной согласованности с климатом они иметь не могут по разным причинам.

С одной стороны, как известно, ледники сколько-либо значительных размеров могут сглаживать собственно «климатогенные» колебания, а с другой — могут придавать этим колебаниям элементы особого ритма, зависящего от волнообразного или вообще неравномерного истечения вещества из фирно-ледосборного бассейна. Надо заметить, что собственно колебания ледников являются условно обратимыми вместе с климатом. Однако они могут сопровождаться и явлениями, по существу, необратимыми, как, например, обнажение склона от снега в регрессивной фазе или же появление на склонах первых устойчивых снежно-фирновых полей в прогрессивной фазе. В качестве других необратимых процессов можно назвать: 1) отщепление притоков ледника или их присоединение вновь; 2) образование ровной целостной ледниковой поверхности или же ее деформи-

рование и разрушение; 3) подпруживание ледников и заполнение крупных бассейнов или же разгрузка последних и еще некоторые другие. Последний из названных процессов, как об этом уже упоминалось, может отличаться весьма большой интенсивностью.

Необратимые явления, вызывая, помимо ведущего климатического фактора, дополнительные изменения ледников, будут неизбежно влиять на ход ледникового процесса, причем каждый раз по-разному. Общим является то, что необратимые явления способны в некоторой степени усиливать общую тенденцию того или иного развития оледенения, сглаживать и даже ликвидировать колебания противоположного характера. В случае большой интенсивности необратимых процессов (разгрузка ранее заполненных бассейнов) они, по-видимому, могут гасить даже стадиальные колебания ледников. Справедливо и другое замечание: общая тенденция развития оледенения в то же время является фактором, определяющим преимущественное возникновение частных необратимых процессов именно того направлениия, что и тенденция развития.

Для характеристики значения необратимых процессов важно отметить еще следующее обстоятельство. В процессе развития оледенения меняются не только размеры ледников, но и сама форма оледенения. Так, в результате постепенного увеличения ледниковых потоков, их слияния и последующего подпруживания возникает один ледник с высоко поднятой основной поверхностью и длинным языком. Еще резче обратный процесс: ранее подпруженный ледник разрушается, и остаются небольшие ледники на склонах. Форма крупного котловинно-долинного ледника переходит в форму «малого оледенения» в виде ледников второго порядка.

В настоящее время лучше и конкретнее изучены необратимые ледниковые процессы, связанные с общей тенденцией деградации оледенения. Согласно анализам Л. Н. Ивановского (1959), история оледенения на Алтае тесно связана с влиянием изменений подстилающей поверхности на больших плоско-волнистых водораздельных площадях этого хребта. Во время максимума вюрма водоразделы были покрыты снежно-фирновыми шапками, которые давали питание крупным долинным ледникам. Но затем, после разрушения верхних фирновых полей и образования верхней темной подстилающей поверхности, водораздел уже не закрывался сплошными скоплениями фирна. Ледники в верховьях долин могли иметь лишь малые размеры. Образование стадиальных морен не произошло аналогично случаю разрушения древних подпруженных ледников.

Л. Н. Ивановский различает две степени необратимости ледниковых процессов. Первая степень, когда процесс мало интенсивен, связывается с частными изменениями поверхности скло-

нов в ледниковом бассейне, что может приводить к исчезновению малых осцилляционных морен. Нормальное число стадиальных морен не нарушается. «Необратимый ледниковый процесс второй степени характеризует коренную перестройку ледника, когда в силу его неустойчивого состояния при необратимом процессе ледник меняет свою форму, разрушается с воз-

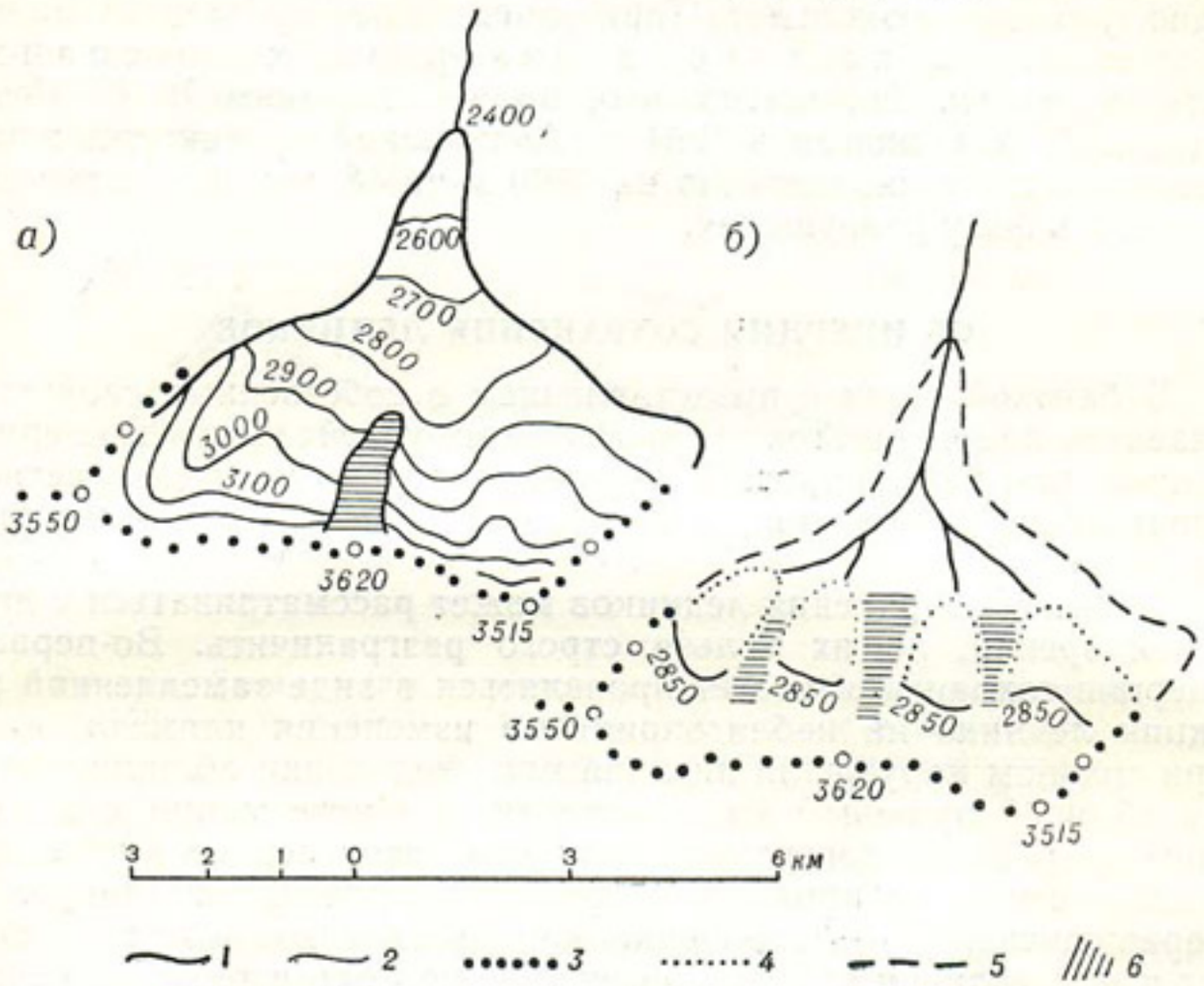


Рис. 97. Схематический план Алахинского ледника.
1 — ледниковый язык, *2* — снеговая линия, *3* — горные гребни, *4* — малые ледники, *5* — прежнее местоположение ледника, *6* — скалы.

никновением многочисленных ледников малого типа, расположенных теперь высоко на склонах» (Ивановский, 1959, стр. 157).

При анализе общих связей между климатом и развитием оледенений всегда надо иметь в виду возможность возникновения и значительного влияния необратимых ледниковых процессов, в которых связи с климатом выражены весьма своеобразно. В частности, это относится к прогностической оценке возможных изменений состояния того или иного ледника, если считается установленной тенденция развития.

В качестве примера можно привести большой подпруженный Алахинский ледник на Южном Алтае (рис. 97 *а*), имеющий площадь 20 кв. км и снеговую линию на высоте около 2850 м. Если снеговая линия поднимается примерно на 200 м, то ледник

безусловно разрушится и при возврате снеговой линии к высоте 2850 м не восстановится; в этом случае останутся лишь небольшие ледники (рис. 97 *б*). Причина этого заключается в том, что не будет той базы для отложения и сохранения твердых осадков, какую представляет собой сейчас высоко поднятая ледниковая поверхность. Таким образом, подтверждается, что одному состоянию климата (при определенных условиях) может соответствовать не одно, а два разных состояния оледенения. Интересно, что, по наблюдениям В. С. Ревякина и П. А. Окишева в 1964 г., Алахинский ледник уже почти потерял свой язык, отступив на 2100 м за 48 лет, и практически вступил в фазу разрушения.

ОБ ИНЕРЦИИ СОХРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ

В близкой связи с представлением о собственных свойствах развития ледников стоят вопросы об их устойчивости и инерции сохранения. Оба вопроса в первую очередь относятся к регрессивной фазе оледенения, и оба вопроса имеют прогностическое значение.

Инерция сохранения ледников может рассматриваться с двух точек зрения, но их нельзя строго разграничить. Во-первых, инерция сохранения может проявляться в виде замедленной реакции ледника на неблагоприятные изменения климата, даже при сильном нарушении питания или увеличения абляции. Весьма обычной причиной этого является развитие мощного моренного покрова на поверхности ледника. Этот первый случай хорошо известен на примерах ледников Средней Азии (например, Зеравшанского), в сохранении длинных языков которых, хотя бы и при наличии отступания, огромную роль играют каменные покровы, хорошо защищающие концы ледников от быстрого таивания. Возможность при этом длительного сохранения мертвого льда является весьма ярким проявлением инерции сохранения ледников. Но, по существу, в подобных случаях ледниковый процесс не выходит за рамки подчиненности климату, хотя и несколько расширенные.

Инерция сохранения ледников, во-вторых, может заключаться в более или менее устойчивом существовании крупного ледника благодаря значительному поднятию (а следовательно, и охлаждению) его собственной поверхности над поверхностью коренного рельефа. При этом возможны и колебания размеров ледников, не нарушающие общей его стационарности.

Многими исследователями уже давно высказано и обосновано то положение, что некоторые ледники могут существовать устойчиво в настоящее время, могут испытывать колебания вместе с климатом, но возникнуть при современных климатических условиях ледники не могут. Таковы высказывания де Кер-

вена и П. Меркантона (1920), а также А. Кайё (1952) о ледниковом покрове Гренландии, И. Кейндля (1932) о некоторых ледниках Исландии, С. Моравца (1936) и Г. Кинцля (1953) о леднике Пастерце и некоторых других ледниках в Альпах, П. А. Шумского (1947) о ряде ледников Советской Арктики, Г. А. Авсюка о небольших ледниках Тянь-Шаня и других авторов. В работе П. А. Шумского (1947) применен и термин «инерция сохранения» ледников.

Таким образом, про некоторые ледники можно сказать, что они существуют благодаря инерции сохранения. Суть дела заключается в следующем: в настоящее время на поверхности

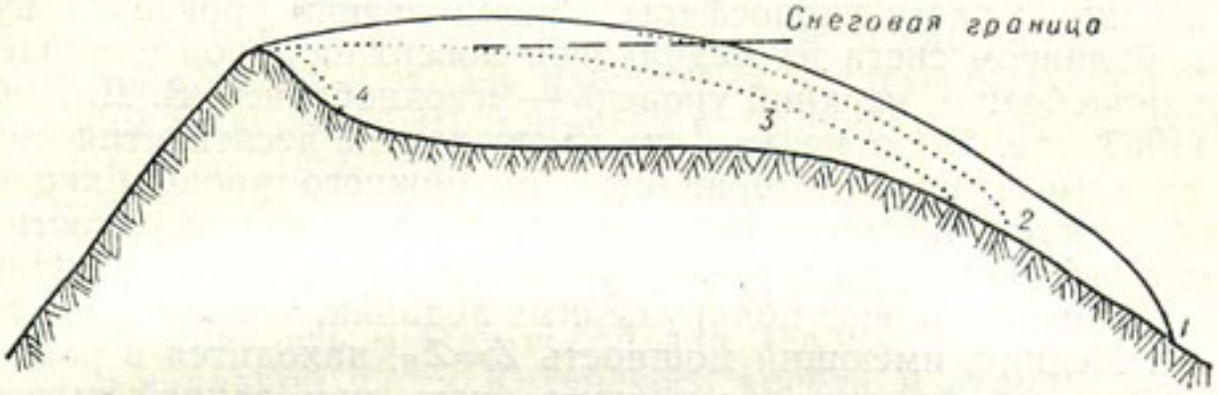


Рис. 98. Схема, иллюстрирующая значение инерции сохранения ледников, залегающих на плоских ступенях и водоразделах.

1 — ледник устойчив, *2* — ледник имеет временно уменьшенные размеры, которые могут восстановиться полностью, *3* — ледник должен разрушиться, *4* — ледник висячий или висяче-каровый под вершиной.

таких ледников снеговой линией выделяется область питания, достаточная для поддержания уравновешенного баланса ледника; если же снять слой льда, то соответствующий участок земной поверхности окажется расположенным недостаточно высоко и, кроме того, это будет поверхность каменная, менее благоприятная для накопления твердых осадков, чем поверхность ледника. Возможное сохранение малых очагов оледенения где-либо под вершинами дела не меняет. Это хорошо поясняет рис. 98.

Очень интересны новые данные о ледниковых куполах Земли Франца-Иосифа. В статье М. Г. Гросвальда и А. Н. Кренке (1962, стр. 46) приводится характеристика современных условий питания этих куполов: «Многие ледниковые купола архипелага лежат целиком ниже снеговой границы и в настоящее время не имеют областей аккумуляции, т. е. являются «климатически мертвыми».

В этой статье назван ряд таких низких куполов; например на острове Хейса абсолютная высота купола 242 м, на острове Наташи — 283 м и др. Они не поднимаются в область хионосферы, так как уровень снеговой границы здесь 300 м. «Значи-

тельное количество более высоких куполов получает лишь ледяное питание (большинство куполов островов Гукера, Нансена и др.) и находится на «голодном режиме», поскольку зона ледяного питания занимает очень узкие (менее 100 м) высотные пределы, а накопление льда в ней невелико благодаря значительному стоку» (там же, стр. 46). Ледники первой категории, очевидно, уже потеряли инерцию сохранения и обречены на быструю ликвидацию, если только не произойдет новое опускание хионосферы. Более высокие купола инерции сохранения еще не утратили.

В. Д. Дибнер (1963) различное поведение ледников на арктических островах прямо связывает с представлением о двух уровнях в нижней части хионосферы. Самый низкий уровень, с нулевым балансом снега на ледниковой поверхности, он называет «криохионобазис», верхний уровень — «геохиобазис». В. Д. Дибнер (1963, стр. 89) отмечает, что в «последние десятилетия низкие ледяные купола «оторвались» от нижнего уровня хионосферы, соответствующего подстилающей ледяной поверхности».

Частный, но весьма характерный пример инерции сохранения ледников представляют подпруженные ледники, что показано на рис. 94. Ледник, имеющий мощность $Z=Z_B$, находится в равновесии с климатом, хотя возникнуть вновь при данной высоте снеговой линии такой ледник не мог бы; при $Z=0$ баланс снегонакопления внутри бассейна отрицательный. Степень устойчивости такого ледника может быть оценена количественно: инерция сохранения ледника будет утрачена, если снеговая линия поднимается примерно на 100 м, причем мощность ледника уменьшится до $Z=Z_C$; тогда ледник вступит в фазу саморазрушения. Подобные процессы крупного масштаба, как было показано, могут быть причиной отсутствия стадиальных морен в горных долинах.

Основа инерции сохранения ледников заключается в том, что ледник сам создает себе область питания, в то время как коренной рельеф таких условий не создает. Очень важно при этом, чтобы такая область питания была значительной, чтобы она не могла исчезнуть в результате даже небольших поднятий снеговой границы. На крутых горных склонах значение инерции сохранения ледников невелико, гораздо больше оно в Исландии. В поистине грандиозных масштабах значение инерции сохранения ледников проявляется в самом существовании Гренландского ледникового щита.

Ледниковые процессы, связанные с инерцией сохранения ледников и с ее возможным нарушением, могут охватывать в своем ходе важные этапы развития оледенений. Они представляют собой закономерное проявление собственных свойств развития ледников. Общие теоретические положения, сюда относящиеся, отдельно рассматриваются в дальнейшем.

ОБ УСТОЙЧИВОСТИ ЛЕДНИКОВ

Остановимся еще на одной характеристике деградирующего (сокращающегося) оледенения, показывающей возможность больших различий в отношениях горных ледников и их динамики к воздействиям климата. Упоминать об этой характеристике нам уже приходилось, так как она связана с другими характеристиками, которые рассматривались выше. Речь идет об устойчивости ледников.

Устойчивость, или, точнее, *степень устойчивости*, каждого ледника есть признак, характеризующий сопротивляемость ледника «ухудшающимся» (в смысле отношения к оледенению) климатическим условиям. Это признак специализированный, применяемый только к регрессивной фазе оледенения, т. е. как раз к той фазе, какую мы наблюдаем в настоящее время. Но, очевидно, он может быть применен и к анализу ледниковых процессов в прошедшие времена.

Приведем сначала пример из статьи, посвященной этому вопросу (Тронов, 1948, стр. 476), который весьма ярко иллюстрирует разницу между устойчивым и неустойчивым ледником:

«Если сравнить между собой два ледника — ледник Иолдо-Айры в западной части Катунского хребта и ледник Корумду в горах Биш-Иирду, имеющих приблизительно одинаковые размеры (около 5 кв. км), то прогноз относительно их дальнейшего существования окажется совсем различным. При повышении снеговой линии, например, на 100 м первому леднику, залегающему в пологом цирке с очень невысокими стенками, угрожает полное исчезновение. Ледник же Корумду, имея над собой склоны до 4075 м абсолютной высоты, на 1100 м выше снеговой линии, пострадал бы незначительно. Точно так же ледники Белухи, не самые крупные на Алтае, гораздо лучше могут сопротивляться климатическим изменениям, чем два самых больших алтайских ледника — Талдуринский и Алахинский, не имеющие над собой столь высоких склонов» (см. рис. 10 и 36).

В общем представлении об устойчивости ледников могут быть выделены отличающиеся друг от друга стороны, а именно:

1) устойчивость в смысле возможного длительного существования данного ледника, в то время как другие могут исчезнуть вовсе; очевидно, что это касается главным образом малых ледников;

2) устойчивость в смысле сохранения типа ледника или формы оледенения, что противопоставляется возможности распада ледника и переходу оледенения к малым формам;

3) устойчивость в смысле замедленных темпов отступания.

Степень устойчивости ледников увеличивается вместе с увеличением абсолютной высоты гор, точнее, с увеличением положительной разности оледенения. С этим связывается важный

естественный закон развития горных оледенений. Так, древнее оледенение Алтая базировалось на покрытии фирновыми полями весьма обширных плоскогорных пространств, ныне давно свободных от вечных снегов. Во время ранних стадий большое значение в питании ледников имели расширенные верховья рек, окруженные не очень высокими (около 2700—3000 м) склонами. Сейчас главные очаги оледенения сконцентрированы около самых высоких вершин (высотой 4000 м и более). Устойчивость этого оледенения остается очень большой. Ведь на склонах Белухи, высота которой несколько больше 4500 м, снеговая линия располагается на высоте 2700—2800 м, т. е. остается еще очень большой запас высоты. Оледенение Алтая, распространенное на обширную территорию с гораздо менее высокими хребтами (на севере и западе Алтая высота гор всего лишь 2600—2700 м), менее устойчиво.

Большую степень устойчивости придает ледникам высокое (значительно выше снеговой границы) расположение крупных фирновых бассейнов, обеспечивающих обильное питание ледников. Прекрасный пример в этом отношении представляет крупный ледник Маашей на Алтае (15 кв. км), главный фирновый бассейн которого, имеющий округлую вогнутую форму и площадь 6 кв. км, расположен выше 3700 м (рис. 99); снеговая же линия проходит на высоте 2900 м. Этот ледник отступает, как и другие ледники Алтая, но всего лишь на 5—6 м в год, т. е. в два с половиной раза медленнее, чем ледники Белухи. Если же снеговая линия проходит внутри большого бассейна с подпруженными массами льда, то, как было выше показано, такой ледник в случае поднятия снеговой линии может вступить в фазу разрушения. Сейчас еще нельзя утверждать определенно, что Талдуринский ледник на Алтае уже вступил в эту фазу, но темп его ежегодного отступания очень велик — около 25 м. Неустойчив ледник Иолдо-Айры из-за отсутствия запаса высоты (см. рис. 10).

Северная экспозиция склонов увеличивает устойчивость ледников по сравнению с южной: если интенсивность оледенения в данный момент времени на обоих склонах равна, то «ухудшение» климата быстрее ослабит оледенение южной стороны благодаря протаиванию менее мощных фирновых полей. Нередко мы можем наблюдать следующее замечательное явление (пример — западная часть Катунского хребта): кары одинаково и на одной высоте развиты на южном и северном склонах, что указывает на недавнее примерно равное развитие оледенения на обоих склонах, но сейчас кары южной экспозиции пустые, а затененные кары продолжают оставаться заполненными ледниками.

Совершенно аналогичный факт отмечен О. М. Знаменской (1936) при описании оледенения Богосского хребта на Кавказе:

Рис. 99. Ледник с высоко расположенным фирновым бассейном.

на южных склонах хребта оледенение «самоликвидируется» катастрофически, а на северных склонах ледники отступают сравнительно медленно. Обстоятельство это отмечено и в работе Г. К. Тушинского (1963).

Влияние орографии на устойчивость ледников, очевидно, может быть разнообразным. В качестве некоторого общего правила укажем следующее: чем больше в данной местности площадей, расположенных значительно выше современной снеговой границы, тем более устойчиво здесь оледенение. Совсем иначе действует закрытие лендиковых языков сплошным моренным покровом, которое является важным фактором устойчивости некоторых ледников: оно может нередко компенсировать недостаточность питания ледников, сильно ослабляя действие солнечных лучей и высокой температуры воздуха.

Нельзя считать, что малые и самые малые ледники должны быть неустойчивыми и легко могут исчезнуть при повышении (даже небольшом) снеговой границы. Здесь возможны самые различные случаи. Прежде всего должна быть выделена категория малых ледниковых образований, частью только фирновых, частью с небольшими ледяными языками, расположенных выше снеговой границы. Положение их обычно приурочивается к верхнему обрезу горных гребней, а размеры ограничиваются небольшими впадинами при чрезвычайной крутизне лежащих ниже склонов. На рис. 100 приведена фотография ледничка близ лагеря Актру на Алтае. Он лежит на 500 м выше снеговой линии, а избыток фирна просто сбрысывает вниз; колебания снеговой границы его не затрагивают ни в какой мере. Маленький ледничок Передовой в том же районе, лежащий тоже высоко хотя и несколько ниже (конец около 3000 м), с 1936 по 1955 г. нисколько не уменьшил своих размеров, тогда как крупные ледники Актру заметно сократились (см. рис. 34). Условия его существования и устойчивого сохранения очень интересны. Небольшой язык ледничка Передовой каждый год окружается большими снежными полями лавинного и навеянного происхождения. Пока не сократятся резко размеры этого снежника, сам ледник будет защищен от стаивания.

Степень устойчивости малых ледников, лежащих близ снеговой границы, определяется влиянием комплекса микрофакторов оледенения. Основное правило в этом случае состоит в следующем:

1) если при общем изменении климата и сокращении ледника его микроклиматические условия (в смысле местных отличий) становятся все более благоприятными, то ледник приобретает определенную устойчивость вместе с замедлением или даже остановкой общего процесса; так сохраняются, например, самые малые ледники под высокими и крутыми затененными стенками каров;

Рис. 100. Высоко расположенный малый ледник, сбрасывающий вниз избыток фирна.

2) если же, наоборот, при сокращении ледника его микроклиматические условия ухудшаются, то ледник легко может исчезнуть вовсе; так, если кар южной экспозиции стал терять снежно-фирновые поля на своих стенках, то в нагреваемой солнцем каменной нише быстро ликвидируются всякие остатки ледника.

Л. С. Троицкий (1963) на основании исследований уральских ледников также пришел к выводу о возможной большой устойчивости малых форм оледенения. Он отмечает, что в 1959 и 1960 гг. каровые ледники имели отрицательный вещественный баланс, а у присклоновых ледников он был положительным. В подобных случаях, помимо естественной большой затененности ледников, большое значение должны иметь особые условия, определяющие их питание, а следовательно, и баланс. Значение общей много- или малоснежности года, а также роль температурного фактора могут отойти на второй план по сравнению с влиянием большей или меньшей концентрации снежных масс в том месте, где залегает ледник (В. Г. Ходаков, 1964).

На Алтае в последние годы также обнаружены ледники, «прислоненные к склонам» и вполне устойчивые. На рис. 101 показан один такой ледник, расположенный на северных склонах горного узла Биш-Иирду. Он имеет размеры примерно 400×400 м, но края его покрыты снегом. У него хорошо выражена слоистость льда и его движение, хотя и слабое. Ледник не изменился за последние 10 лет.

Вопрос об устойчивости малых форм оледенения, практически очень важный, требует дальнейших исследований. Во всяком случае должно быть отброшено представление, что малые ледники в силу небольших своих размеров должны быть неустойчивыми и не способны противостоять неблагоприятным климатическим переменам. Можно сопоставить два факта: 1) повсеместное сокращение горных оледенений в последнее столетие; 2) повсеместное, можно даже сказать, массовое распространение малых ледников. Вывод должен быть таким: исчезают отдельные неустойчивые малые ледники, но комплекс малых форм оледенения, в частности каровых ледников, всегда является обязательным и длительно существующим этапом в развитии оледенений.

Представление об устойчивости ледников, различной ее степени может быть применено не только к отдельным ледникам, но и к группам ледников, к центрам оледенения, к ледниковым областям и странам в целом. Это есть некоторая особая характеристика состояния оледенения, охватывающая весьма разнообразные стороны ледниковых процессов и явлений. Она применима к современному состоянию оледенения, к прогнозу его будущих изменений, к оценке его минувших состояний. В истории развития каждого ледника периоды неустойчивости и отно-

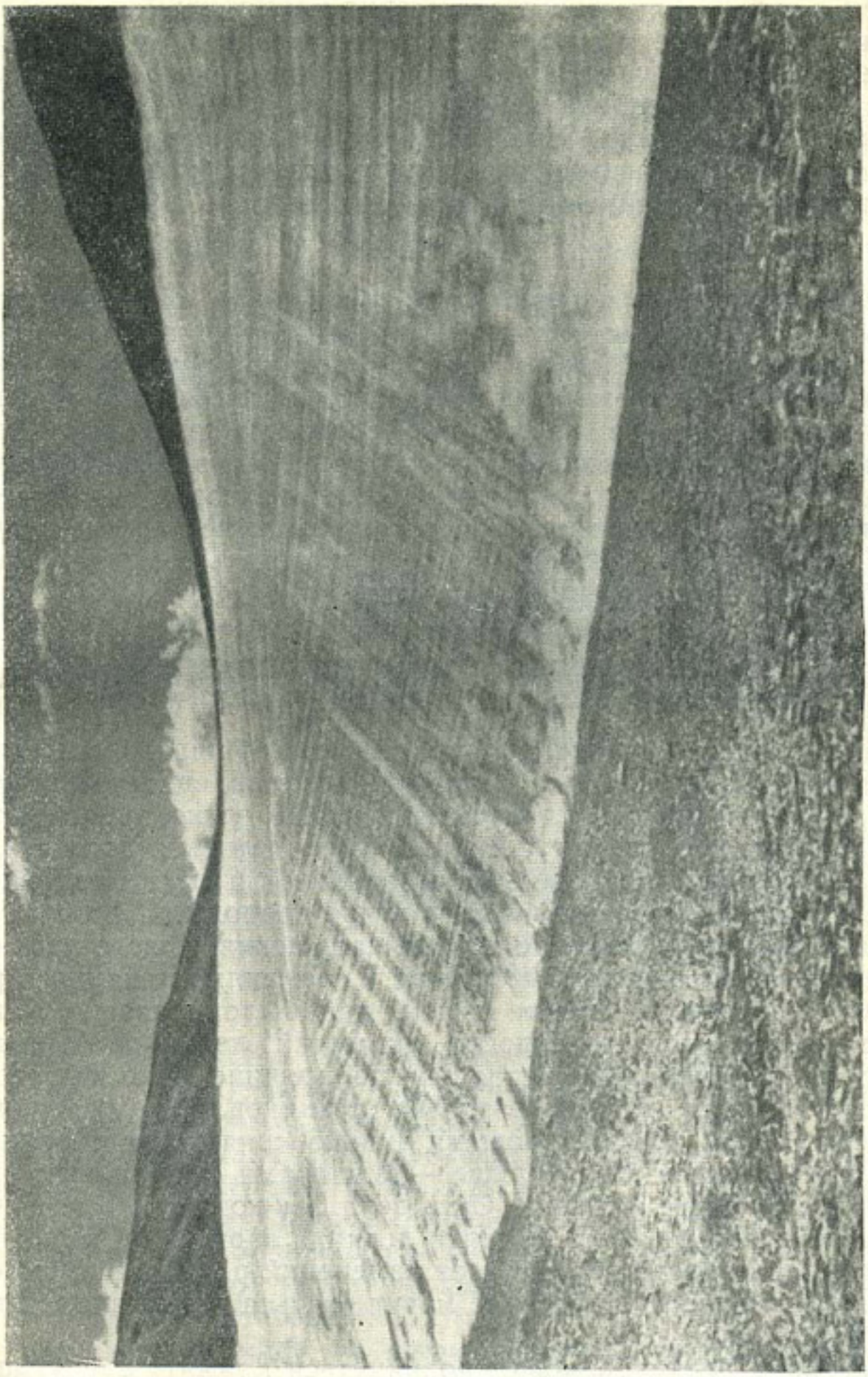


Рис. 101. Прислоновый ледник, устойчивый благодаря залеганию на уровне снеговой границы.

сительной устойчивости могут сменять друг друга вместе с нарушением и восстановлением соответствия между климатом, рельефом и оледенением. В общей картине оледенения горной страны с большим числом разнообразных ледников в каждый данный момент должны преобладать формы устойчивые по причине их большей долговечности. Таким образом, в характеристике устойчивости ледников связываются друг с другом климат, рельеф, оледенение и собственные свойства его развития.

* * *

Представление о ведущей (при устойчивом рельефе) роли климата в развитии и краткосрочной динамике горных оледенений несомненно остается в силе. Но велико также и значение собственных свойств развития ледников; элементы саморазвития в динамике ледников по-разному проявляются в различных условиях. При анализе климатических причин изменений ледников необходимо учитывать климатический фактор, не только как подчиняющий, но и нередко как подготовляющий важные ледниковые процессы, которые затем могут протекать самостоятельно и необратимо по отношению к климату.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О ХАРАКТЕРЕ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ КЛИМАТОМ И РАЗВИТИЕМ ЛЕДНИКОВ

Сама сущность ледниковых процессов и обширный материал наблюдений за ледниками в горных странах свидетельствуют о том, что в развитии ледников достаточно четко проявляются черты подчинения климату. Весьма убедительным доказательством этого является общность наступаний и отступаний ледников в разных странах в одни и те же периоды. С этой точки зрения отдельные, но все же частые нарушения общего правила рассматриваются как особые случаи и объясняются каждый раз особыми причинами. Вместе с тем, как было показано выше, прдставление о подчиненности динамики ледников климату является принципиально неполным по причине ярко выраженных собственных свойств развития ледников. Это положение подтверждается многими новыми наблюдениями за современными ледниками и еще больше — анализами ледниковых процессов в минувшие времена. Суть дела заключается в том, что изменения вещественного баланса ледника зависят не только от климата непосредственно, но и от изменений размеров и состояния самого ледника. Последние могут явиться источником саморазвития ледника.

Динамика ледников может подчиняться климату следующим типичным образом. При опускании снеговой линии увеличивается приходная часть баланса ледника; последующее увеличение размеров ледника (главным образом, ледникового языка) при-

водит опять к выравниванию баланса за счет преимущественного увеличения его расходной части. Процесс может развиваться иначе: поднятие снеговой линии — сокращение языка — выравнивание баланса. Однако нельзя считать обязательным, что изменение размеров ледника (и ледникового покрова) должно сопровождаться тенденцией к выравниванию баланса; подчинение ледника климату может нарушаться.

Различия между подчиненной климату динамикой ледника и не подчиненной динамикой поясняются данными табл. 34,

Таблица 34

Снеговая линия	Баланс ледника	Динамика ледника	
		подчиненная климату	не подчиненная климату
Опускание	Положительный	Увеличение размеров ледника, преимущественное увеличение расходной части баланса, восстановление его нулевого значения	Размеры ледника увеличиваются, но баланс остается положительным; дальнейшее прогрессивное развитие
Поднятие	Отрицательный	Уменьшение размеров ледника, сокращение расходной части баланса, восстановление равновесия	Размеры ледника уменьшаются, но баланс остается отрицательным; «самосокращение» ледника, иногда разрушение
Колебания снеговой линии	Соответственные колебания баланса	Под влиянием изменений знака баланса ледник испытывает колебания, обратимые вместе с климатом	Знак баланса не меняется, развивается процесс одного направления

в которой показаны типичные изменения ледника в результате опускания или поднятия снеговой границы. Речь идет, очевидно, не о моментальных событиях, а о последовательности изменений, которые могут быть растянуты на многие годы, десятки и сотни лет. Надо еще оговориться, что в табл. 34 изменения уровня снеговой границы выделены лишь условно, что фактически речь идет о неразрывно связанных процессах.

Дополнительно можно указать еще некоторые важные сравнительные характеристики.

1. Если динамика ледников подчинена климату, то каждому состоянию последнего при условии постоянства орографической базы соответствуют определенные размеры оледенения; неизбежные временные изменения состояния ледников в счет не идут. Но если есть предпосылки для развития процесса, не под-

чиненного климату, то при одинаковом уровне снеговой границы возможны совсем различные состояния оледенения. В большом и пологом фирно-ледосборном бассейне с узким выходом может существовать один подпруженный ледник, но возможно также ограничение оледенения гораздо меньшей площадью при наличии лишь небольших отдельных ледников на склонах; то и другое наблюдается при одинаковой высоте снеговой линии.

2. Особо важной характеристикой ледниковых процессов, в основных чертах подчиненных климату, является общность и относительная синхронность фаз наступания и фаз сокращения ледников в разных районах. Можно представить себе, как были бы затруднены многие гляциоклиматологические выводы, если бы не было такой общности. Если же развиваются процессы, климату не подчиненные, то общность явлений динамики для многих ледников становится нетипичной.

Как будет видно из дальнейшего, этим еще не исчерпываются признаки принципиальной разнотипности ледниковых процессов в их связях с климатом. Необходимо подчеркнуть, что фактически в ледниковых процессах могут смешиваться признаки того и другого типов. Различение их необходимо для понимания законов развития и для постановки точных наблюдений.

ПОСТРОЕНИЕ БАЛАНСОВЫХ КРИВЫХ ДЛЯ ВЫРАЖЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗВИТИЯ ЛЕДНИКОВ

Для случаев подчиненного климату развития ледников можно построить гляциоклиматические кривые, основанные на соотношениях вида $g=f(k, r)$, которые выражают зависимость размеров ледника g от климата k и рельефа r. Рельеф при каждом построении можно считать постоянным.

В самом деле, если ледник расположен на ровном горном склоне, то связь развития ледника с климатом графически выражается очень просто (рис. 102). По оси абсцисс откладываем величину положительной разности оледенения p, т. е. разности между высотой гребня хребта и уровнем снеговой границы, а по оси ординат — соответствующие, уравновешенные с климатом размеры ледника, например длину или площадь. Абсцисса OA соответствует некоторой определенной величине положительной разности оледенения; кривая OG_1 характеризует относительно слабое развитие оледенения на крутом склоне, кривая OG_3 — большое оледенение на пологом склоне; форма кривой OG_2 означает наличие ступени на склоне. Представляет несомненный интерес выяснение конкретных форм кривых в зависимости от особенностей расчленения склонов.

Совсем иначе обстоит дело, если оледенение развивается на плоском водоразделе лишь с небольшими вершинками (рис. 103 *а*). В этом случае при построении ледниковой кривой

по оси абсцисс по-прежнему будем откладывать величину положительной разности оледенения P, а по оси ординат — размеры оледенения, причем в данном случае удобным показателем является объем ледника. Предполагаем, что климат изменяется весьма постепенно, поэтому оледенение «успевает» вполне приспособиться к климатическим условиям. При понижении снеговой линии от O до A ($p=OA$) на крутой части склона постепенно растет ледник, размеры которого все же остаются небольшими. Затем закрывается снегом и фирном большая плоская ступень; ледник теперь без новой «помощи» климата растет в толщину, у него образуется спускающийся со ступени язык. Для дальнейшего роста ледника опять требуется понижение снеговой линии. Ход развития ледника в прогрессивной фазе изобразится кривой *O—1—2—3*. В регрессивной фазе возникает инерция сохранения ледника; это как раз типичный случай подобного явления. При уменьшении положительной разности оледенения до OA ледник еще не разрушается; этот процесс начнется лишь значительно позднее, при повышении снеговой линии до уровня B (рис. 103 *б*). Эволюция ледника в регрессивной фазе изобразится кривой *3—2—4—5—O*.

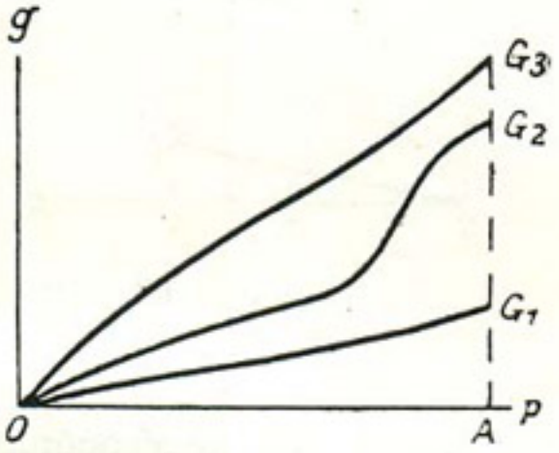


Рис. 102. Простые ледниковые кривые.

Нетрудно видеть, что кривая совсем не объясняет хода развития ледника ни в прогрессивной, ни в регрессивной фазе. Важнейшие ветки развития *1—2* и *4—5* совсем выпадают из влияния ведущей переменной величины p (т. е. климата). Возникают две собственно гляциоклиматические кривые $O-1$ и $3-4$, так что при некотором среднем положении снеговой линии ($p=OC$) возможны два размера ледника. Если задано именно такое состояние климата, то совсем неясно, каким должно быть состояние оледенения. Все эти вопросы могут быть решены с помощью построения балансовых кривых.

Балансовые кривые основываются на соотношениях вида $B=f(k, r, g)$. Для различных условий залегания ледников кривые строятся отдельно, т. е. в каждом случае остаются две переменные величины k и g (т. е. климат и сам ледник). В качестве основы для построения балансовых кривых берется зависимость баланса аккумуляции — абляции от изменений ледника при постоянном климате. Это соответствует нашей задаче выявления роли самостоятельных ледниковых процессов в динамике развития ледни-

ков. Изменение климата учитывается дополнительно при помощи перемещения кривых в координатном поле. Как уже указывалось, изменения ледников при постоянном климате вполне реальны; кроме того, такое построение возможно и необходимо просто в порядке анализа сложной зависимости баланса и от климата, и от изменений самого ледника.

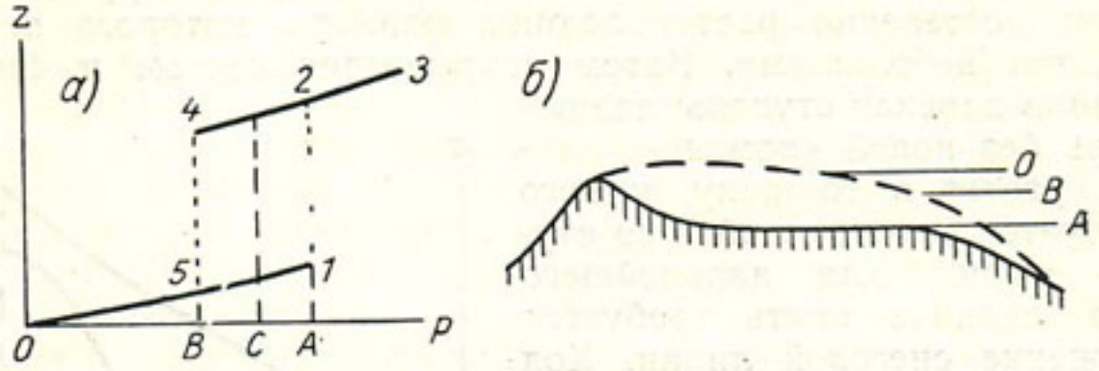


Рис. 103. Сложная ледниковая кривая.

В целях анализа сложных влияний разных факторов на баланс оледенения целесообразно и даже необходимо строить отдельно кривые, изображающие изменения приходной и расходной составляющих баланса (т. е. кривые аккумуляции и абляции). Общая балансовая кривая естественным образом получается путем сопоставления обеих кривых. Здесь эта сторона вопроса не рассматривается; познакомиться с ней можно по работам автора (1956, 1959).

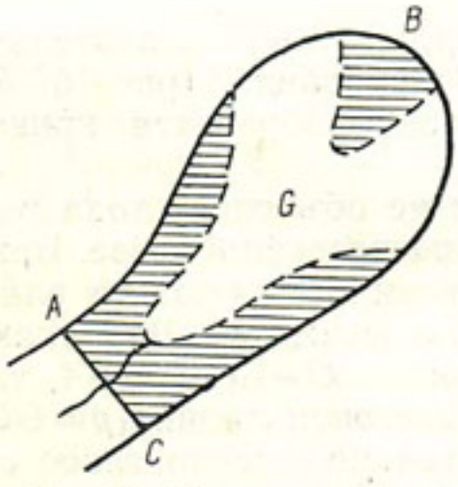


Рис. 104. Ледник и ледниковый бассейн.

Весьма важное значение имеет следующий прием: *балансовые кривые строятся не только для ледников, но и для бассейна, включающего ледник вместе с обнаженными склонами* (рис. 104). Такая воможность связывается с тем, что годовой баланс приходо-расхода твердых осадков на обнаженных склонах всегда равен нулю. Знак и величины баланса, определяемые для бассейна *ABC* и для ледника *G*, будут совершенно одинаковыми; они в одинаковой степени указывают на тенденцию развития оледенения. Вместе с тем вычисление баланса только для ледника представляет то очевидное неудобство, что приходная и расходная части баланса при изменении размеров ледника становятся крайне неустойчивыми, чем затрудняется их сопоставление. Кроме того, необходимо учитывать и такой случай, когда ледника вовсе нет

и речь идет о возможности его возникновения. Все это, конечно, не исключает необходимости вычисления баланса в некоторых случаях именно для самих ледников.

Иногда целесообразно рассчитывать приходо-расходный баланс для отдельных частей ледника. Так, например, основные особенности динамики развития подпруженных ледников выясняются на основе расчета баланса аккумуляции—абляции и истечения льда для больших бассейнов, где сливаются вместе ледниковые потоки. Вопрос подробно изложен в книге автора «Вопросы горной гляциологии» (1954).

БАЛАНСОВЫЕ КРИВЫЕ ПРОСТОЙ ФОРМЫ

Такие кривые соответствуют случаю подчинения динамики ледника климату. Простейший пример — это залегание ледника на ровном склоне (рис. 105). Сначала примем, что климат постоянный, а размеры ледника изменяются. По оси абсцисс откладываем величину баланса ледника, а по оси ординат — размеры ледника Z, характеризуемые, например, его длиной (в данном случае это удобно). Пусть снеговая граница занимает постоянное положение H. Ледник *1* находится в стационарном положении, т. е. при ординате $Z=Z_A$ балас равен нулю и соответствующая точка кривой A лежит на оси ординат. Нулевой баланс, очевидно, связан с тем, что накопление снега выше уровня H компенсируется абляцией ледника ниже этого уровня. Если уменьшить ледник, например, до размеров *2*, то на прежнем участке склона и при неизменном уровне снеговой линии неизбежно возникает положительный баланс аккумуляции—абляции. Причина этого, очевидно, заключается в том, что снегонакопление выше уровня H теперь не компенсируется таянием ледникового языка. Если искусственно уменьшить размеры ледника или даже полностью его уничтожить, то ледник на склоне сразу же начнет восстанавливаться (если только уровень H не слишком приближен к верху хребта). Следовательно, при уменьшении z балансовая кривая опускается вправо от оси ординат и наиболее от нее удаляется при $z=0$ или вообще при очень малом значении z. Если бы ледник увеличился до размеров *3*, то баланс его стал бы отрицательным из-за слишком большой абляции удлиненного и низко опущенного языка. Сле-

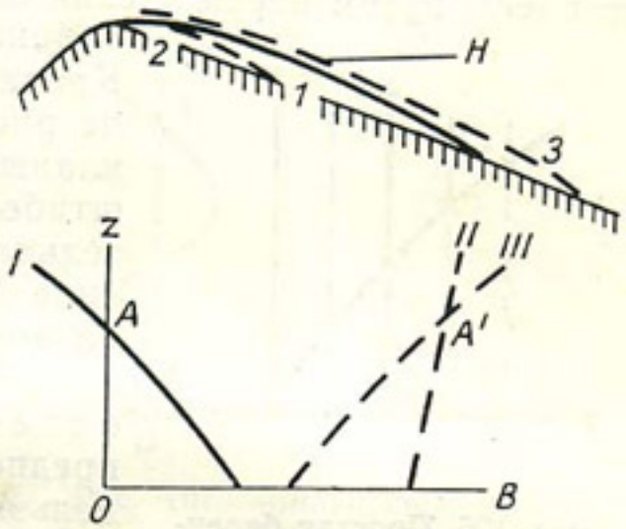


Рис. 105. Построение балансовых кривых простой формы.
I — общая, *II* — приходная, *III* — расходная.

довательно, балансовая кривая выше ее точки пересечения с осью ординат отклоняется влево.

Таким образом, балансовая кривая простого типа, изображающая зависимость баланса аккумуляции—абляции от размеров ледника в случае подчинения его динамики климату, располагается наклонно вниз слева направо и имеет одну точку пересечения с осью ординат, соответствующую стационарным размерам ледника.

Изменения климата графически могут быть представлены путем перемещения оси ординат (т. е. линии нулевого баланса) вправо и влево (рис. 106). Кривая на этом рисунке та же, что и на рис. 102, только по оси абсцисс откладываются в согласованном масштабе сразу две величины: положительная разность оледенения и величина баланса. При этом мы предполагаем, что форма балансовой кривой в случае изменения климата остается прежней. Считать эту предпосылку абсолютно правильной нельзя, но все же можно принять, исходя из тех соображений, что форма балансовой кривой в основном определяется условиями рельефа.

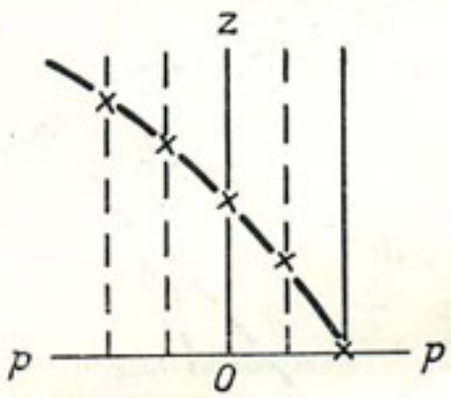


Рис. 106. Простая балансовая кривая в случае изменения климата.

Перемещение средней линии влево означает, что нулевой баланс ледника при $z=z_A$ теперь становится положительным, что соответствует понижению снеговой линии. Перемещение вправо, наоборот, соответствует повышению уровня снеговой границы, или «ухудшению» климатических условий; баланс ледника при $z=z_A$ теперь отрицателен. Крайнее правое положение линии нулевого баланса, изображенное на рис. 106, соответствует нулевому значению положительной разности оледенения, или иначе началу оледенения в прогрессивной его фазе. Геометрическое место точек пересечения средней линии с балансовой кривой показывает графически ход развития ледника под влиянием благоприятного изменения климата. Это значит, что балансовая кривая в случае подчиненного климату развития ледника одновременно является гляциоклиматической кривой, изображенной на рис. 102, только находится она по другую сторону от оси ординат. Тем не менее построение балансовых кривых простого типа сохраняет принципиальное значение, так как расчет баланса является методом уточнения взаимоотношений между ледником и климатом. Следует учитывать и возможные изменения формы балансовых кривых, если климат меняется сильно.

БАЛАНСОВЫЕ КРИВЫЕ СЛОЖНОЙ ФОРМЫ

Снова будем считать климат постоянным. По оси абсцисс, как и прежде, откладываем величину баланса оледенения в зависимости от размеров ледника. Показатель размера откладываем по оси ординат; это может быть длина ледника, площадь, толщина, или мощность, и, наконец, объем. Поскольку самостоятельные ледниковые процессы обычно связываются с изменениями толщины ледника как ведущим фактором, то удобно (но не всегда и необязательно) пользоваться именно этим показателем z, относя его к наиболее характерной части ледника; но наиболее универсальным показателем является все же объем ледника.

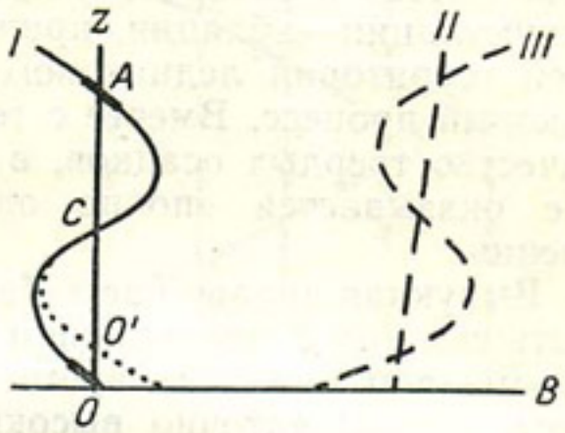


Рис. 107. Балансовые кривые сложной формы.
I — общая, *II* — приходная, *III* — расходная.

Построение сложной балансовой кривой легче всего обосновать при помощи представления об инерции сохранения ледников. Последнее в свою очередь связывается с двумя основными положениями, которые оба используются при построении балансовых кривых.

Первое положение: ледник при данном климате может существовать и сохранять устойчивость, т. е. может совершать колебания вместе с климатом. Это значит, что при $z=z_A$ (близ точки A) размеры ледника подчинены климату. Отрезок балансовой кривой в точке A пересекает ось ординат слева вниз направо (рис. 107).

Второе положение: ледник при таком же состоянии климата не мог бы возникнуть вновь. Это значит, что малый ледник (с малой величиной z) должен был бы иметь отрицательный баланс. Следовательно, отрезок балансовой кривой при малой величине z должен располагаться влево от оси ординат, начинаясь от точки O. Если рассматривается случай, когда не может возникнуть ледник на большой плоской ступени или на водоразделе (рис. 103), но остаются малые ледники на склонах, то этот отрезок должен быть поднят несколько выше начала координат.

Расположение верхнего и нижнего отрезков балансовой кривой сомнений не вызывает, но отсюда с неизбежностью вытекает, что вся балансовая кривая должна иметь два перегиба и три точки пересечения с осью ординат (рис. 107). Это может означать следующее. Если искусственно уменьшить размеры ледника, залегающего на ступени склона в состоянии

инерции сохранения, то баланс его (при прекращении искусственного воздействия) получит положительное, сначала увеличивающееся значение. Затем баланс ледника будет опять приближаться к нулю, и в точке C ледник станет неустойчиво стационарным. На всем протяжении от A до C ледник еще может сам вернуться к первоначальному состоянию. Если ледник еще несколько уменьшить ($z<z_C$), то он начнет разрушаться и либо полностью ликвидируется, либо сохранится в виде остаточных ледничков на склонах.

Возможность такого сложного хода ледникового процесса объясняется в основном изменениями расходной части баланса аккумуляции—абляции, причем не только на леднике, но и на всей территории ледникового бассейна, с которой связан ледниковый процесс. Вместе с тем величина аккумуляции, т. е. количество твердых осадков, в бассейне меняется мало. Объяснение оказывается вполне определенным с физической точки зрения.

Выпуклая вправо часть балансовой кривой (рис. 107) должна быть связана с сокращением ледникового языка и уменьшением объема абляции, в то время как верхняя часть ледника сохраняет еще достаточно высокий уровень стояния. Левая часть кривой означает, что ледник стал разрушаться, вызвав этим усиление таяния. Но дальнейшая ликвидация остатков ледника приводит к нулевому значению баланса, так как стаивает та же масса снега, которая выпадает.

Изменение климата, как и в случае простой кривой, можно графически представить при помощи перемещения средней линии относительно общей балансовой кривой: влево при понижении снеговой линии и вправо в случае ее поднятия (рис. 108). Для рассмотрения вопроса возьмем более общий случай, когда над большой ступенью поднимаются еще склоны, где могут формироваться небольшие ледники; при этом нижний конец балансовой кривой располагается правее средней точки O. Обратим внимание на положения касательной средней линии к кривой в точках E и D. Первое положение возникает в прогрессивной фазе оледенения: после постепенного (подчиненного климату) увеличения размеров ледника до $z=z_E$, даже без нового понижения снеговой линии, начинается этап самостоятельного роста ледника до $z=z_F$. В регрессивной фазе оледенения, после постепенного уменьшения размеров ледника до $z=z_D$, ледник саморазрушается с сохранением лишь остаточного оледенения в точке G.

Предположим, что климат изменяется весьма постепенно, вследствие чего ледник все время успевает приспособится к климатическим условиям. Развитие оледенения, связанное с опусканием снеговой линии, графически (рис. 108) изображается кривой $KGCEFY$. Развитие регрессивное будет

соответствовать кривой *YFADGK*. Этапы саморазвития «занимают» на кривых участки *EF* и *DG*. Вертикальная протяженность этих отрезков характеризует пределы саморазвития; расстояние между ними по оси абсцисс соответствует возможным величинам положительного и отрицательного баланса и, следовательно, характеризует интенсивность самостоятельного ледникового процесса. Эти же расстояния (но в другом масштабе) соответствуют климатическим пределам инерции сохранения ледников. Заметим, что весь ход развития ледника в нашем построении принципиально объясним.

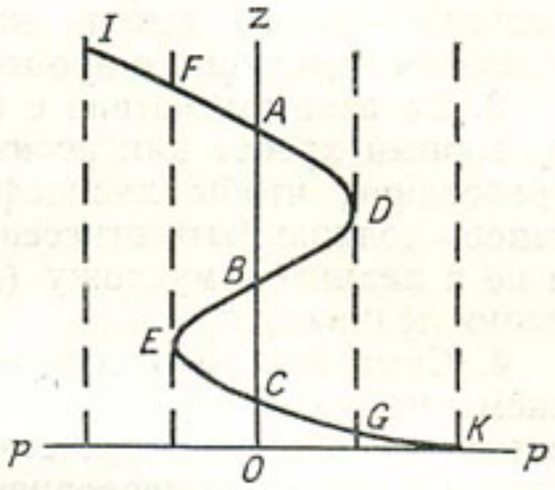


Рис. 108. Построение сложной балансовой кривой в случае изменения климата.

Общий цикл развития оледенения *K—I* и обратно мы можем считать (условно) подчиненным климату. Однако самостоятельные этапы внутри этого цикла имеют не только существенное значение, но в изображенных на графике рис. 108 пределах даже являются главными. Конечно, эти обусловленные климатом пределы развития могут быть более широкими, но фактически в истории горных оледенений [как это, в частности, показано исследованиями Л. Н. Ивановского на Алтае (1956, 1957)] этапы саморазвития ледников имели громадное значение. Вообще, чрезвычайное обилие снега и льда в горных странах во время эпох оледенения создавало предпосылки для большой самостоятельности крупномасштабных ледниковых процессов. Но в еще большей степени это относится к огромным массивам ледниковых покровов.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БАЛАНСОВЫХ КРИВЫХ В ВОПРОСАХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ

Собственные свойства развития и самостоятельность ледниковых процессов по отношению к воздействию общеклиматических факторов в случае оледенения покровного типа должны быть выражены сильнее, чем в случае горного оледенения. Рассмотрим ряд причин этого явления.

1. В области с покровным оледенением уклоны местности малы, во всяком случае, гораздо меньше, чем в случае горного оледенения. Между тем известно, что вертикальный градиент температуры сравнительно велик — около 0,5° на 100 м; следовательно, горный ледник не может занимать очень большую территорию вследствие повышения температуры на более низких

уровнях горных склонов и долин. Горизонтальный градиент (с юга на север) примерно в 1000 раз меньше — около 0,5° на 100 км. Этим обусловливается возможность очень больших изменений горизонтальных размеров ледников, причем увеличение их площадей неизбежно сопровождается и нарастанием толщины.

2. Рельеф местности, его высотные отметки, за исключением отдельных точек, определяются, в сущности, поверхностью самого ледника, а не коренной земной поверхностью. Основной тип рельефа — плато, высота которого меняется в зависимости от развития ледникового процесса, от толщины слоя льда.

3. Во взаимодействие с климатом (с хионосферой) вступает не горный хребет как носитель ледника, а сам ледник. Общее требование, чтобы хионосфера касалась земной поверхности, теперь должно быть отнесено именно к ледниковой поверхности, а не к ледниковому ложу (но за исключением процесса зарождения ледника).

4. Сама высота расположения хионосферы меняется под влиянием процессов развития ледниковых покровов. В этом сказывается их общеклиматическое охлаждающее влияние, по масштабу и значению несравненно большее, чем влияние на климат горных ледников.

Выше была приведена формула,

$$dL = \frac{dh}{\sin \alpha} + \frac{dz}{\operatorname{tg} \alpha},$$

показывающая зависимость прироста длины ледника dL от опускания снеговой линии dh и от увеличения мощности ледника dz. Необходимо подчеркнуть, что величина dz для развития ледниковых покровов получает некоторое определяющее значение, в то время как в случае горного оледенения она имела лишь добавочное значение.

Выше было указано, что ледниковые покровы могут характеризоваться разной степенью активности и различной интенсивностью процессов наращивания массы льда. Тем не менее можно обосновать некоторые общие положения и выводы относительно того, в какой степени их эволюция должна быть подчинена климату.

Самораспространение ледниковых покровов по К. Брукс у. Многими учеными отмечено, что ледниковые покровы, сильно охлаждая климат, сами изменяют условия своего существования и развития. Английский климатолог К. Брукс (1949, 1952) в результате анализа климатических условий ледниковых эпох четвертичного времени пришел к выводу, что первоначальное охлаждение климата, вызвавшее появление оледенения, каждый раз могло быть незначительным. В дальнейшем развивался двойной крупномасштабный процесс, обе стороны

которого взаимно обусловлены: ледниковый покров вызывал похолодание климата, похолодание климата вызывало рост покрова. Предел развитию процесса кладет повышение температуры в достаточно низких широтах.

В основе рассуждений и выводов К. Брукса лежит сопоставление двух влияний на температуру воздуха: 1) влияние географической широты или вообще горизонтального градиента температуры и 2) влияние ледникового (или вообще ледяного) покрова в зависимости от его размеров. Первое влияние составляет

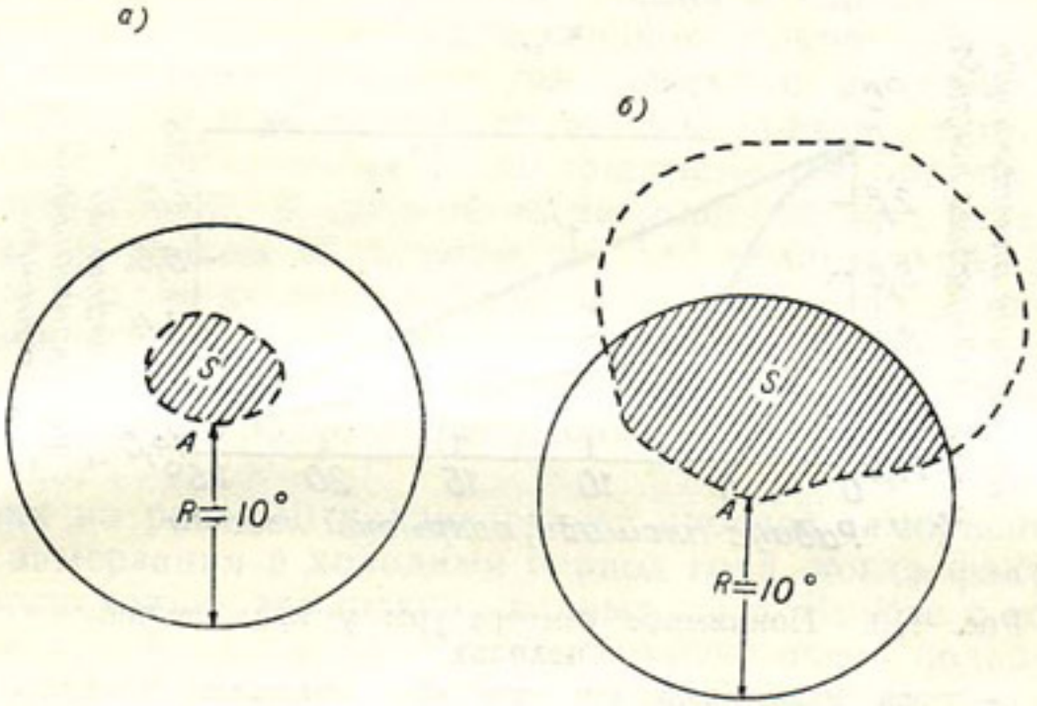


Рис. 109. Схема, поясняющая расчет охлаждающего влияния ледникового покрова (по К. Бруксу).

примерно 0,5—0,6° на 1° меридиана. Для учета второго влияния проводится параллель между зимним охлаждающим влиянием суши и влиянием ледяного острова, образовавшегося в центре незамерзшего океана. С увеличением размеров острова увеличивается охлаждение у его краев, но если остров становится очень велик, то влияние дальних его частей делается уже незначительным.

Брукс считает, что падение температуры, вызванное ледяным покровом, в какой-либо точке у его края прямо пропорционально площади покрова, лежащей в пределах окружности, описанной вокруг этой точки радиусом 10°. Площадью, лежащей за пределами этой окружности, можно пренебречь (Брукс, 1952, стр. 19).

Рисунок 109 поясняет это положение. Охлаждающее действие ледяного острова пропорционально той площади льда S, которая лежит в круге с радиусом $R=10°$. В случае *а* весь остров вошел в этот круг, в случае *б* — только часть его. Если радиус округлого острова составляет 1°, то площадь, покрытая льдом, составит 1% всей площади круга, если 2°, то соответ-

ственно 4% и т. д. «Если радиус самого острова превышает 8°, то дальнейшее его увеличение уже сравнительно мало влияет на увеличение этой площади, лежащей в пределах окружности с радиусом 10°» (Брукс, 1952, стр. 19).

Допустим теперь, что: 1) температура воды в центре льдообразования равна — 2,2°, что соответствует точке замерзания морской воды; 2) охлаждающая способность ледяного покрова составляет 0,28° на каждый, занятый им процент площади круга; 3) горизонтальный градиент температуры равен 0,6° на единицу

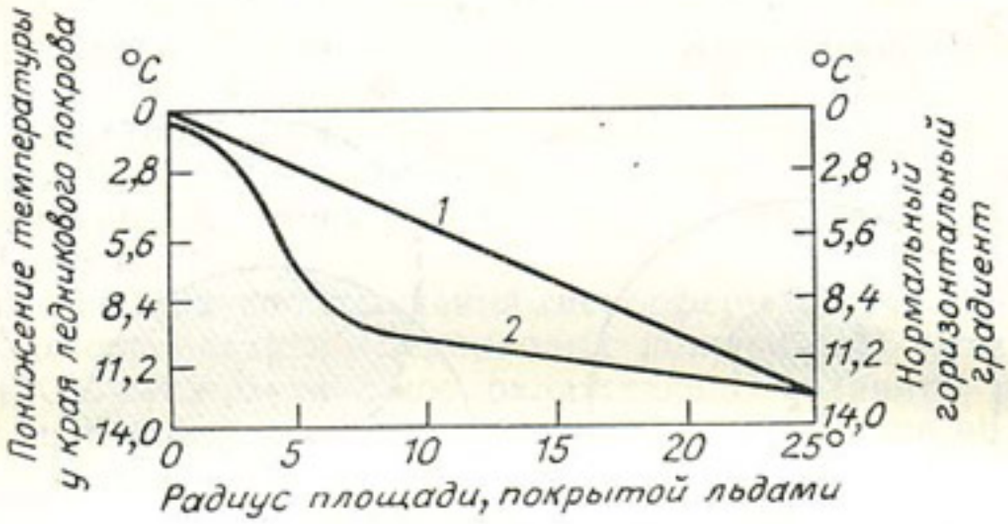


Рис. 110. Понижение температуры у края ледникового покрова.

1 — линия нормального горизонтального градиента, *2* — кривая понижения температуры у края ледникового покрова.

расстояния, равную 1° меридиана; 4) произошло общее похолодание климата, составившее 0,22°. При таких условиях у края ледяного острова радиусом 1° температура была бы равна $-2{,}2° - 0{,}22° - 0{,}28° + 0{,}6° = -2{,}1°$.

Этого охлаждения несколько недостаточно для замерзания морской воды; ледяной покров, следовательно, развился бы до меньшего предела, т. е. до радиуса меньше 1°. Но при первоначальном охлаждении в 0,32° на том же расстоянии от центра льдообразования температура была бы равна $-2{,}2° - 0{,}32° - -0{,}28° + 0{,}6° = -2{,}2°$, что соответствует точке замерзания. На расстоянии 2° меридиана температура была бы значительно ниже, так как охлаждающеее действие ледяного острова составило бы не 0,28°, а $0{,}28° \cdot 4$, т. е. 1,12°. Эта температура получилась бы равной —2,44°, т. е. значительно ниже точки замерзания. Это значит, что в данных условиях понижение температуры на 0,32° и радиус покрова, равный 1° меридиана, являются критическими. Это есть некоторое очень небольшое начальное развитие (возникновение) ледяного острова, которое вместе с тем вызывает дальнейшее самостоятельное развитие оледенения.

Беспредельным это саморасширение области замерзания, очевидно, быть не может. При большом радиусе ледяного покрова нарастание его охлаждающего действия все замедляется, а горизонтальный градиент температуры сохраняет свою величину. При радиусе около 25° широты эти два влияния взаимно уравновешиваются, чем и кладется предел дальнейшему замерзанию водных масс. График на рис. 110 иллюстрирует начало и предел саморасширения области замерзания. Линия *1* показывает повышение температуры, связанное с горизонтальным градиентом температуры. Линия *2* характеризует понижение температуры у края ледяного покрова. Если в центре льдообразования температура понижена до точки замерзания (или несколько ниже), то на всю область, где линия *2* располагается ниже линии *1*, распространяется процесс замерзания водных масс. В средней части линии сильно расходятся: при радиусе, равном 8° широты, на 5,6° температуры. Это показывает, что, во-первых, процесс в средней стадии протекает с большой интенсивностью и что, во-вторых, для его остановки нужно большое повышение температуры, равное 5,6°. Вспомним, что для начала процесса требовалось понижение температуры лишь на 0,32°.

График на рис. 110 характеризует процесс саморасширения области замерзания в холодный период года, когда фактически может происходить замерзание водных масс. Вместе с тем расхождение линий на рис. 110 демонстрирует очень большую величину «запаса зимнего холода», который вызывается охлаждающим влиянием льдов и должен препятствовать летнему их таянию. Следовательно, этот график пригоден также для изображения некоторого среднего годового процесса разрастания ледяного покрова. Крупный же масштаб процесса заставляет говорить о его протекании в течение многих лет.

Что касается числовых показателей процесса, то они могут быть и не такими, как в приведенном расчете, но общие выводы остаются справедливыми. К. Брукс, (1952, стр. 21) дает следующую общую формулу для величины предельного радиуса распространения ледяного покрова:

$$R = \frac{h \pm \sqrt{h^2 - 4kt}}{2k},$$

где R — искомый радиус, h — горизонтальный градиент температуры, рассчитанный на 1° широты, t — первоначальное падение температуры; k — охлаждающая способность льда. Критическая точка достигается при

$$4kt = h^2, \text{ или } t = \frac{h^2}{4k}.$$

Это представление о саморазрастании области замерзания морской поверхности (при условии целостности ледяного покрова), по К. Бруксу, может быть применено и к объяснению развития ледниковых покровов на суше. В основу общих принципиальных выводов берется следующая схема.

Допустим, что материк имеет конусообразную форму; абсолютная высота в центре материка достигает 2000 м. От центра поверхность полого опускается в стороны с уклоном $^1/_{1000}$; радиус материка достигает 20° широты. Значительная высота центральной части материка облегчает процесс начального формирования покрова. Если ледниковый покров в результате соответствующего изменения климата расширяется до радиуса 160 км, то тем самым как раз достигается критический радиус. При малейшем увеличении покрова сверх этого радиуса он начнет быстро разрастаться вплоть до радиуса свыше 800 км. Дальнейший рост покрова замедлится, но еще не прекратится, и радиус покрова достигнет значительно большей величины.

Обратный процесс, т. е. сокращение ледникового покрова при потеплении климата, должен сначала характеризоваться медленным отступанием покрова, пока он не достигнет радиуса менее 10° широты (около 960 км). Последующее сокращение пойдет быстро даже при отсутствии нового общеклиматического потепления и приведет к уменьшению радиуса покрова до величины, меньшей 160 км. Общий ход сокращения Скандинавского ледника согласуется с этой схемой: быстрое сокращение и дальнейшее разрушение ледникового щита началось после того, как расстояние от центра до края покрова стало меньше 9° широты.

Схема К. Брукса объясняет механизм активного включения самого ледникового покрова в общеклиматический фактор развития оледенения. Она позволяет количественно оценить эффект того влияния ледникового покрова на климат, которое приводит к саморасширению самого же покрова. Однако в теории К. Брукса не рассматриваются процессы наращивания твердого вещества сверху и растекания массы льда, которые могут вызвать собственное развитие ледникового покрова.

Здесь уместно вспомнить о работе Е. С. Гернета «Ледяные лишаи» (1930), которая содержит ряд интересных мыслей. Основное положение автора заключается в том, что «ледяной лишай», раз зародившись, должен разрастаться в любых климатических условиях на основе своих собственных свойств. Нельзя, однако, согласиться с тем, что тенденция саморазрастания ледникового покрова может противостоять любым климатическим условиям. Заметим, впрочем, что в работе М. И. Будыко (1961) также допускаются весьма широкие возможности саморазрастания ледниковых покровов.

ПОСТРОЕНИЕ БАЛАНСОВЫХ КРИВЫХ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ОЛЕДЕНЕНИЮ ПОКРОВНОГО ТИПА

Несмотря на то что ледниковые покровы характеризуются растеканием льда в разные стороны, они фактически не менее подпружены, чем горные ледники в узких долинах. Допустим, что из бассейна площадью 50 кв. км истекает ледяной язык шириной 1 км. Тогда на 1 кв. км площади накопления приходится, очевидно, ширина истекающего потока в $1000 : 50 = 20$ м, что достаточно типично для подпруживания. Пусть теперь ледниковый покров имеет радиус 1000 км, считая от центра до снеговой линии (т. е. за исключением краевой области таяния); лед растекается «свободно» во все стороны. Площадь накопления будет равна $3{,}14 \cdot 1000^2$ кв. км, а длина контура растекания $2 \cdot 3{,}14 \cdot 1000$ км. Следовательно, на 1 кв. км площади накопления приходится ширина потока льда всего в $1 : 500$ км, или 2 м. Эта десятикратная разница по сравнению с приведенным примером горного подпруженного ледника в какой-то мере может компенсироваться большим количеством осадков в горах, но в обратном направлении должна влиять низкая температура толщи льда в ледниковых покровах. Во всяком случае, после зарождения ледникового покрова наращивание толщи льда и его растекание, расширяющее область питания, становятся сильнейшими факторами саморазвития покрова, его роста в весьма широких пределах. Растекание льда от снеговой линии к краям покрова является фактором расхода льда; этот расход сопоставляется с накоплением вещества на внутреннем пространстве покрова. Ниже приводится графическое построение, аналогичное тому, которое раньше было использовано для подпруженных горных ледников; но есть и особенности.

Необходимо помнить основные предпосылки для этого построения.

1. Имеется в виду ледниковый покров или щит, обеспеченный достаточным количеством осадков и обладающий большой способностью движения, которая становится активным фактором разрастания покрова по площади. Чем больше его территориальные размеры, тем больше толщина, или мощность, покрова и сильнее тенденция к растеканию льда.

2. Принимается, что центром растекания льдообразования является наиболее холодный (но необязательно самый северный) или несколько возвышенный район. Чем бóльшими становятся размеры ледникового покрова, тем больше продвигается он в «теплые страны», так что образуется краевая область более или менее интенсивного таяния.

3. Уровень хионосферы повышается в направлении от центра льдообразования к периферии ледникового покрова, например

с севера на юг. Снеговая граница разделяет на поверхности покрова области питания и абляции.

4. Чем больше размеры ледника, тем дальше от центра располагается снеговая линия и тем больше в этом месте толщина ледникового покрова. Это положение очень важно: чем меньше размеры недоразвитого ледника, тем ближе к водоразделу и тем ниже, т. е. на меньшей толщине льда, находится снеговая линия.

5. Нет никаких точных расчетных балансовых данных для ледниковых покровов четвертичного времени. Возможно, однако, установить форму балансовых кривых, что позволяет обосновать ряд выводов относительно закономерностей развития ледниковых покровов. Эти выводы остаются справедливыми при самых широких допусках относительно питания и движения ледников.

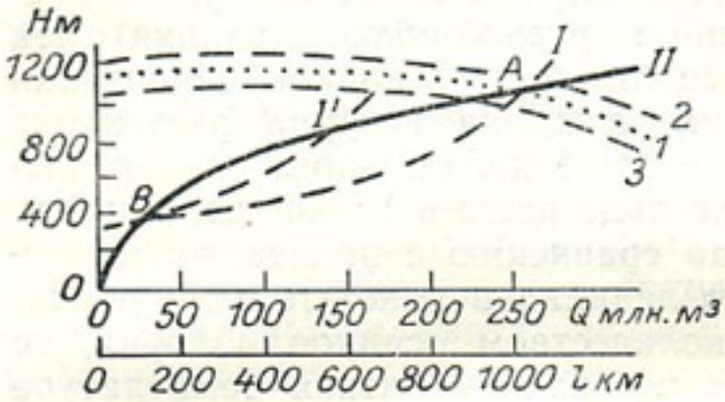


Рис. 111. Кривые накопления (*I* и *I'*) и растекания (*II*).

На рис. 111 кривая *I* изображает повышение уровня снеговой границы над земной поверхностью по мере удаления *l* от центра льдообразования; наиболее характерным является направление с севера на юг. Понятно, что реальное значение в ходе развития ледника имеет та точка кривой, которая соответствует положению снеговой линии на его поверхности. Масштаб оси абсцисс для этой кривой можно дать в километрах; соответствующие высоты в метрах отложены по оси ординат. Вместе с тем эта же кривая может выражать зависимость накопления вещества ледника любых размеров от его мощности у снеговой линии: чем больше эта мощность *z*, равная высоте снеговой линии, тем больше размеры покрова, тем дальше от центра располагается снеговая линия и тем больше величина накопления. При этом единице масштаба в километрах должна соответствовать одна определенная величина накопления, т. е. накопление должно быть пропорционально расстоянию снеговой линии от центра. Чтобы выполнить это условие, мы вычисляем накопление не для всей области питания ледникового покрова, а для потока льда шириной 1 км. Площадь питания будет представлена прямоугольником длиной *l* км и шириной 1 км и составит 1 000 000 *l* кв. м. Объем питания будет равен 1 000 000 *lr* куб. м. Если $r=0{,}25$ м (годовое количество твердых осадков равно 250 мм), то увеличение расстояния на 200 км дает прирост питания на 50 млн. куб. м. Эти два масштаба и отмечены

вдоль оси абсцисс, причем кривая *I* получает два разных смысла, характеризуя одновременно величину накопления вещества.

Если лед растекается радиально, то площадь питания, приходящаяся на поток льда шириной 1 км у снеговой линии, будет иметь вид треугольника с вершиной в центре. Абсциссы точек новой кривой накопления *I'* при одинаковых значениях *z* будут в два раза меньше, и сама кривая не будет, очевидно, совмещаться с кривой уровней снеговой границы. В дальнейшем рассмотрении вопроса будем считать основным первый тип кривой; наиболее реальны, очевидно, различные переходные случаи.

Кривая *I* представляет собой приходную балансовую кривую, причем баланс вычисляется не для всего ледника, а для его области питания, разделенной на элементы. Расходной частью баланса является, очевидно, растекание льда, а для каждого элемента площади — перетекание льда через поперечное сечение у снеговой линии шириной 1 км. Годовой объем истечения льда составит

$$Q = 1000vz \text{ куб. м},$$

где v — скорость движения льда.

Эта скорость, как известно, в большой степени зависит от мощности льда и в долинном потоке прямо пропорциональна ее квадрату (по формуле Лагалли). Но у ледниковых покровов растекание льда возрастает от центра к краям, несмотря на уменьшение толщины льда. Кроме того, скорость движения льда дифференцируется вследствие образования «выводных» ледников. Недифференцированные края ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды движутся медленно: 25—30 м в год у первого, 10—130 м у второго. Выводные ледники намного подвижнее: до 1200 м в Антарктиде и почти до 10 000 м в год в Гренландии (Калесник, 1963). Но зависимость скорости растекания льда от мощности ледникового покрова должна иметь место в любом случае. Ниже приведены принятые скорости движения и соответствующие им объемы истечения льда:

z м	400	800	1200
v м/год	40	160	360
Q млн. м³/год	16	128	432

Примерно такие скорости движения получаются по формуле Лагалли, если принять угол наклона ледниковой поверхности равным 1°. Они, скорее, кажутся приувеличенными, но не приуменьшенными, что имеет некоторое значение для надежности дальнейших выводов.

Так построена кривая растекания *II* (расходная), пересекающаяся с кривой I, вообще говоря, в двух точках. Если уровень

хионосферы в центре снижен до земной поверхности, то, кроме самого начала, будет иметь место одна отдаленная точка пересечения кривых.

Использованные данные примерны, но пригодны для обоснования важных выводов, а именно: 1) обязательна общая форма кривой растекания, выпуклая вверх и влево; 2) величины годового объема растекания льда при малых значениях z очень малы; 3) при низком уровне хионосферы, когда зарождается ледниковый покров, они меньше величин накопления, чем вызывается самостоятельный рост ледника; 4) вместе с увеличением мощности z объем растекания растет все быстрее, становится равным величине накопления, и этим кладется предел разрастанию ледникового покрова.

Чтобы ледник находился в состоянии равновесия, необходимо совпадение (в графическом изображении) точки пересечения кривых с поверхностью ледника, для чего ледник должен иметь определенные размеры. У ледника некоторых произвольных размеров точка, фиксирующая положение снеговой линии, расположится левее или правее точки кривой растекания с той же ординатой; приход не будет равен расходу. Заметим, что это общее условие равновесия. Частные нарушения равновесия в виде, например, усиления таяния в краевой зоне ледникового покрова или в виде временного увеличения количества осадков здесь не рассматриваются. Эти нарушения могут быть очень существенными и длительными, но дальнейшие выводы общего характера остаются в силе.

Перейдем теперь к рассмотрению крупномасштабных ледниковых процессов, возможных при разных уровнях снеговой границы (т. е. в зависимости от общего состояния климата). Сопоставление двух балансовых кривых позволяет сделать ряд выводов как о направленности процессов, так и о пределах развития ледникового покрова.

Устойчивое существование большого ледникового покрова вовсе не требует очень низкого положения снеговой границы, так как ледник сам имеет высоко поднятую поверхность. При некотором среднем положении кривой уровней хионосферы (она же кривая накопления) в таком состоянии будет находиться ледник (линия *1* на рис. 111) с размерами, соответствующими координатам точки A пересечения кривых. На рис. 111 эти размеры следующие: расстояние от центра до снеговой линии 1000 км, мощность ледника у этой линии 1000 м. Ледник увеличенных размеров (линия *2*) будет иметь отрицательный баланс и должен вернуться в точку A, так как при $z>z_A$ точки с такой ординатой на кривой растекания лежат правее, чем на кривой накопления. Ледник уменьшенных размеров (линия *3*, $z<z_A$) получит положительный баланс, что вызовет рост ледника опять до точки A. Это касается всего про-

тяжения от точки A до точки B, где кривая накопления расположена ниже кривой растекания. Между точками B и A как по оси ординат, так и по оси абсцисс располагается (в графическом изображении) этап обязательного прогрессивного саморазвития ледника. Масштабы такого процесса могут быть весьма большими; так, в случае, изображенном на рис. 111, ледник растет по длине примерно от 80 до 1000 км, а по мощности от 350 до 1000 м. Если размеры ледника соответствуют координатам точки пересечения B, то баланс его, очевидно, должен быть равен нулю. Однако такое стационарное состояние ледника неустойчиво; если ледник (ледниковый покров) еще несколько сокращается, т. е. в случае $z<z_B$, баланс его становится отрицательным и оледенение ликвидируется совершенно. Это и понятно: ведь хионосфера располагается на значительной высоте над земной поверхностью, и малый ледник, поверхность которого не поднимается до слоя хионосферы, очевидно, существовать не может.

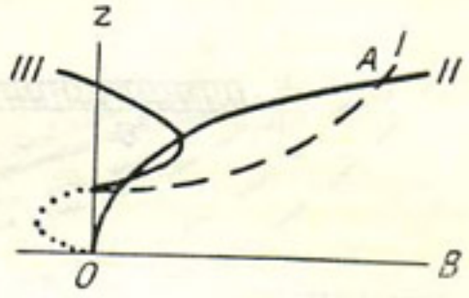


Рис. 112. Построение балансовой кривой (*III*) при помощи кривых накопления (*I*) и растекания (*II*).

Таким образом, описанным расположением кривых устанавливается зависимость баланса аккумуляции—абляции от размеров ледникового покрова при постоянном климате. Нетрудно вычертить и общую балансовую кривую, вычитая из абсцисс точек кривой накопления соответствующие величины, снятые с кривой растекания. Эта новая кривая (рис. 112) наглядно демонстрирует чрезвычайную силу воздействия самого ледника на баланс оледенения. Условие постоянства климата при меняющихся размерах ледника в данном случае нереально, так как ледниковый покров оказывает очень сильное (охлаждающее) влияние на климат. Однако это вторичное изменение климата само подчинено леднику и лишь усиливает самостоятельную ведущую роль ледника в развитии оледенения и в возникновении его саморазвития. Вместе с тем очевидно, что в длительном цикле развития (ликвидации) ледниковых покровов совершенно необходимо учитывать и общие изменения климатов Земли под влиянием внешних (по отношению к местным условиям) причин.

Зарождение ледникового покрова требует самого низкого положения снеговой линии, а именно обязательного касания земной поверхности слоем хионосферы. После этого, если только нет общего потепления климата, начнется чрезвычайно крупномасштабный процесс саморазвития ледникового покрова до размеров, определяемых координатами точки A' (рис. 113). Этот процесс будет усилен благодаря охлаждению растущим ледником окружающей местности, что должно вызвать неко-

торое новое опускание снеговой линии. Предел развития ледникового покрова еще расширится и обозначится теперь более отдаленной точкой A''. Этому «фактору охлаждения» в известной гипотезе К. Брукса (1949) придается решающее значение. Во всяком случае, наращивание толщи ледника сверху и охлаждение местности как факторы «завоевания пространства» ледниковым покровом друг другу не противоречат, но взаимно друг друга усиливают. Вместе с тем нетрудно видеть, что процесс саморазвития ледника путем наращивания толщи льда сверху и его растекания в стороны представляется настолько сильным,

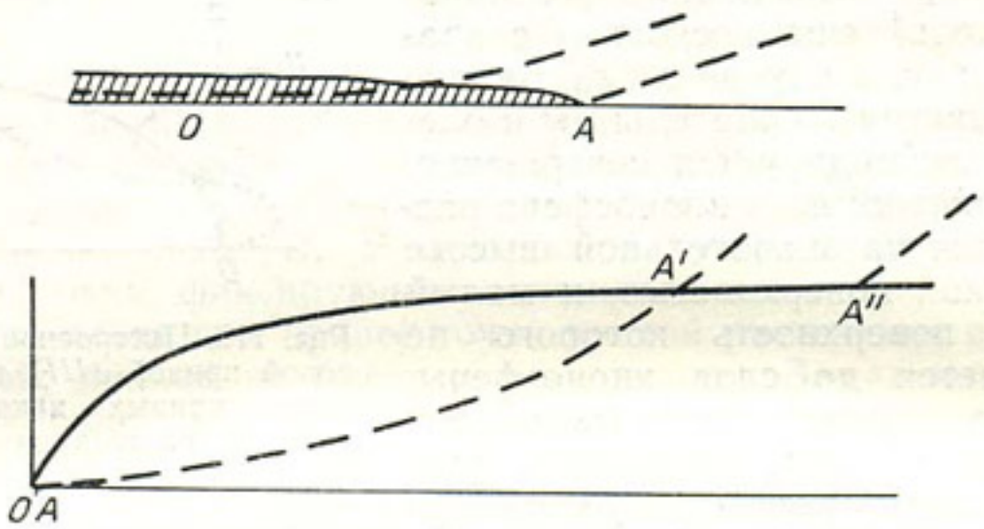


Рис. 113. Зарождение и возможное развитие ледникового покрова при низкой хионосфере.

что может продолжаться и при повышенном уровне снеговой линии. Это хорошо показывает рис. 111, где снеговая линия изображена значительно поднятой над земной поверхностью: если ледниковый покров в процессе саморазвития успел получить размеры, соответствующие точке B, то неизбежно будет продолжаться дальнейший рост покрова до точки A.

Сокращение ледникового покрова под влиянием неблагоприятного общего изменения климата и поднятия уровня хионосферы может быть показано графически при помощи перемещения вверх кривой накопления. Заметим, что в данном случае кривая растекания останется неподвижной. В качестве исходного положения возьмем то, какое изображено на рис. 114. При постепенном поднятии снеговой линии кривая накопления будет последовательно занимать положения *1*, *2*, *3*, а ледник будет отступать и сокращаться, не теряя пока состояния относительной устойчивости. При любом промежуточном положении снеговой линии (например, *2*), пока имеет место пересечение кривых, возможен этап саморазвития (роста) ледника, хотя и в более ограниченных пределах, чем при положении *1*. Положение *3* кривой накопления — «критическое»; оно характеризуется

касательным положением кривой накопления по отношению к кривой растекания. После отрыва кривых (положение *4*) ледник вступит в фазу саморазрушения, которая характеризуется сохранением отрицательного баланса ледника, несмотря на уменьшение его размеров. Через некоторое время наступит отрыв хионосферы вообще от поверхности ледникового покрова, и последний вовсе потеряет питание. То положение кривой накопления, при котором еще возможно существование ледникового покрова, соответствует на рис. 114 высоте снеговой линии около 500 м. При более высокой хионосфере существование оледенения в данной местности вообще невозможно, если только нет дополнительных благоприятствующих условий рельефа. Однако эта цифра (500 м) является лишь примерной, ориентировочной. Возникает естественный вопрос, не расположена ли хионосфера над северными районами Сибири и Северной Америки выше того уровня, при котором возможно поддержание крупного оледенения, если бы оно уже существовало. Известно, что климатические условия этих районов не очень благоприятны для оледенения, но все же ответить на поставленный вопрос в категорической форме сейчас невозможно.

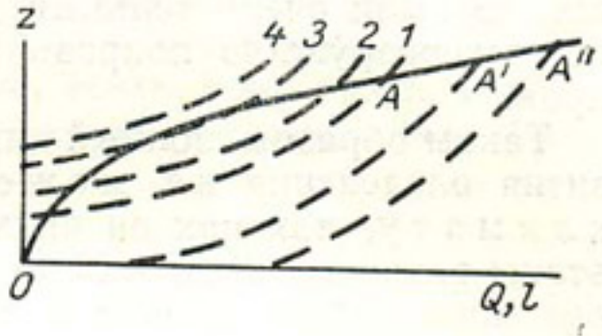


Рис. 114. Изображение цикла развития оледенения при помощи перемещения кривой накопления.

Из сказанного вытекает, что наиболее сильное изменение климата в сторону его похолодания необходимо лишь для зарождения ледниковых покровов, а история их развития могла определяться крупномасштабными ледниковыми процессами. Климатологическая задача объяснения ледниковых периодов тем самым облегчается, но, конечно, не снимается. Точно так же остается трудной задача объяснения климатических условий ликвидации ледниковых покровов. Ведь для этого необходимо весьма значительное повышение уровня снеговой границы (на нашем графике примерно на 400 м от начального положения), а между тем охлаждающее влияние ледниковых покровов должно поддерживать низкий уровень хионосферы. По-видимому, при помощи гипотезы «ледниковых антициклонов» (Ламанский, 1914; Григорьев, 1946; Брукс, 1950; Тронов, 1960) можно объяснить возникновение весьма неблагоприятных балансовых условий для крупных ледниковых покровов при наличии, может быть, лишь небольших соответствующих изменений «общего» климата Земли. Ледниковый антициклон не только ослабляет питание, но и усиливает летнее таяние покрова. Необходимо обратить внимание на свойство необратимости

летних антициклонических явлений при начавшемся сокращении ледникового покрова: ведь площадь холодной поверхности покрова (несмотря на снижение ее уровня) длительное время будет очень большой. Интенсивному летнему таянию при преобладании ясной погоды будет способствовать неизбежное значительное уменьшение альбедо ледниковой поверхности.

Надо отметить еще следующее обстоятельство. Допущение о длительном преобладании летом антициклонической погоды над таявшими ледниковыми покровами четвертичного времени вполне увязывается с установленными фактами их разрушения. Ведь ледниковые покровы по сравнению с занимаемой ими площадью были очень тонкими. Таяние сверху при наличии ясной погоды разрушило покровы быстрее, чем могли отступить их края.

Таким образом, полный цикл прогрессивно-регрессивного развития оледенения не может считаться подчиненным климату, так как он включает важнейшие самостоятельные этапы развития. Ледниковый цикл связан с климатом, но в этой взаимной связи нередко ведущим фактором является ледник, а изменения климата определяются усилением или ослаблением охлаждающего влияния ледникового покрова. В одном отношении развитие оледенения действительно подчинено климату: каждый этап саморазвития непременно подготовляется предшествующим, обусловленным климатом изменением состояния оледенения; вместе с тем определяется и направленность последующего самостоятельного ледникового процесса. Так, опускание хионосферы может дать толчок к длительному последующему росту ледникового покрова, а ее поднятие — к разрушению покрова.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. Невозможно найти чисто климатические причины мощного развития ледниковых покровов в средних широтах, но оказывается, что такие причины и не нужны вообще (точнее, они требуются в очень узких рамках).

2. Порядок величин горизонтальных и вертикальных размеров действительно существовавших ледниковых покровов вполне соответствует порядку тех величин, какие определяются соотношением балансовых кривых.

3. Установлено, что ледниковые покровы в регрессивной фазе оледенения сначала отступают, потом разрушаются, но этот вывод непосредственно вытекает из сопоставления балансовых кривых.

4. Возможная асинхронность и возможное разное число оледенений также легко объясняется при помощи построения балансовых кривых.

5. Современная инерция сохранения ледникового щита Гренландии, согласно приведенным построениям, является вполне типичным и практически даже неизбежным явлением в истории больших оледенений.

6. Отсутствие крупного современного оледенения на севере материков Америки и Азии соответствует положению хионосферы выше «критического» уровня.

Вместе с тем — это также надо отметить — совсем нет фактов широкого значения, которые противоречили бы нашим построениям.

Изложенное здесь построение отнюдь не представляет собой общей теории развития четвертичных оледенений. Но оно является описанием таких закономерно возникающих взаимоотношений между климатом и ледниковыми покровами, выяснение которых необходимо для разработки и создания общей теории.

* *
*

Предложенная в настоящей работе методика построения балансовых кривых в целях выяснения общих закономерностей развития ледников нуждается в дальнейшей разработке. Нам кажется, однако, что и в настоящем виде она может быть использована в гляциологических исследованиях, особенно при выборе объектов для специального детального изучения.

ЛИТЕРАТУРА

Абих Г. Исследования настоящих и древних ледников Кавказа. Сб. сведений о Кавказе, т. I. Тифлис, 1871.

Авсюк Г. А. О некоторых вопросах гляциологии. Сб. «Проблемы физ. географии», т 13, 1948.

Авсюк Г. А. Ледники плоских вершин. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. XLV, 1950а.

Авсюк Г. А. Ледники горного узла Хан-Тенгри — Иныльчек и Семенова. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. XLV, 1950б.

Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников. Работы Тянь-Шаньской физ.-геогр. станции, вып. 3, 1953.

Авсюк Г. А. Температурное состояние ледников. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 1, 1955.

Авсюк Г. А. Температура льда в ледниках. Работы Тянь-Шаньской физ.-геогр. станции, вып. 5, 1956.

Авсюк Г. А., Котляков В. М. Дискуссионные вопросы современной гляциологии. Сб. «Гляциол. исследования», № 13, 1964.

Авсюк Г. А., Марков К. К., Шумский П. А. Холодная пустыня в Антарктиде. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1956.

Алешков А. Н. Гора Сабля и ее ледники. Тр. ледниковых экспедиций II МПГ, т. IV, 1935а.

Алешков А. Н. В северной части приполярного Урала. Тр. ледниковых экспедиций II МПГ, т. IV, 1935б.

Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М. Курс климатологии ч. 3. Гидрометеоиздат, Л., 1954.

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II. Гидрометеоиздат, Л., 1952.

Альман Г. В. Изменение ледников и колебания климата. Перев. с англ. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 2, 1961.

Альман Г. В. Гляциологические исследования на берегах Северной Атлантики. Перев. с англ. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 4, 5 и 6, 1962.

Арапов П. П. Тепловой баланс поверхности ледников Средней Азии. Сб. «Гляциол. исследования», № 13, 1964.

Астапенко П. Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария. Изд. АН СССР, Л., 1960.

Барашкова Е. П. и др. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1961.

Берг Л. С. Основы климатологии. Изд. 2. Л., 1938.

Берг Л. С. Климат и жизнь. Изд. 2. Географгиз, М., 1947.

Бондарев Л. Г. Обособление боковых притоков долинных ледников в регрессивную фазу оледенения. Сб. «Мат-лы расширенного совещания

рабочей группы по гляциологии советского междувед. комитета МГГ» М., 1959.
Бондарев Л. Г. Очерки по оледенению массива Ак-Шийрак. Фрунзе, 1963.
Брукс К. Климаты прошлого. Перев. с англ. Изд. иностр. лит., М., 1952.
Бугаев В. А. На леднике Федченко. Гидрометеоиздат, М., 1948.
Будыко М. И. О термической зональности Земли. Метеорология и гидрология, № 11, 1961.
Бучинский И. Е. Колебания климата и состояние ледников в 1959—1961 гг. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 11, 1965.
Ванеева О. В. Черты гидрометеорологического режима ледника Караугом. Тр. ледниковых экспедиций II МПГ, V, 1936.
Варданянц Л. А. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского ледника Казбекского массива. Изв. ГГО, т. XIV, вып. 1, 1932.
Варданянц Л. А. Метеорологический фактор в развитии оледенения. Изв. РГО, т. 67, вып. 4, 1935.
Варданянц Л. А. О древнем и современном оледенении Алтая и Кавказа. Изв. ВГО, т. 70, вып. 3, 1938.
Визе В. Ю. К вопросу об уменьшении ледовитости полярных морей. Метеорол. вестн., № 1, 1932.
Визе В. Ю. Доклад на юбилейной сессии Арктического научно-исследовательского ин-та. Изд. Главсевморпути, М.—Л., 1945.
Вилесов Е. Н. Предварительные результаты измерений температуры льда ледника Центрального Туюксуйского. Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. 1, 1961.
Витвицкий Г. Н. Климаты Северной Америки. Географгиз, М., 1953.
Владимиров Л. А. Ледниковое питание рек Грузии. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1963.
Вознесенский А. В. Карта климатов СССР. М., 1930.
Воейков А. И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших. Зап. минерал. о-ва, сер. II, вып. 16, 1881.
Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. Спб., 1884, изд. АН СССР, М., 1948.
Гаврилова М. К. Радиационный и тепловой баланс одного из ледников хребта Сунтар-Хаята. Сб. «Исследование ледников и ледниковых районов», вып. 1, 1961.
Гаврилова М. К. Радиационный и тепловой баланс таяния ледников северного полушария. Сб. «Гляциол. исследования», № 13, 1964.
Герасимов В. А. О следах древнего оледенения в Заилийском Алатау. Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский Алатау», вып. 1, 1961.
Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. XXXIII, 1939.
Гернет Е. С. Ледяные лишаи. Токио, 1930.
Гренландия. Сборник. Изд. иностр. лит., 1953.
Григорьев А. А. Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как база для реконструкции климата ледниковой эпохи. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. XXXVII, 1946.
Гричук В. П. Географические ландшафты Русской равнины ледникового периода. Природа, № 2, 1952.
Гроссвальд М. Г. Исследования Института географии АН СССР на Земле Франца-Иосифа в 1957—1959 гг. Мат-лы гляциолог. исследований. Хроника, обсуждения, № 4, 1962.
Гроссвальд М. Г., Кренке А. Н. Современное убывание оледенения Земли Франца-Иосифа. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 5, 1962.
Гумбольт А. Ф. Космос, ч. 1—5. М., 1948—1963.

Гуськов А. С. Основные черты климата районов оледенения Урала. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 9, 1964.
Даэмонд М. Температура воздуха и осадки на ледниковом щите Гренландии. Перев. с англ. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 9, 1964.
Джорджио В. А., Колесникова В. Н., Петросянц М. А. Ледник Федченко. Климатические условия бассейна ледника. Сб. «Ледник Федченко», ч. 2, Ташкент, 1962.
Дибнер В. Д. Главнейшие особенности коренного и ледяного рельефа архипелага Земли Франца-Иосифа. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 8, 1963.
Дмитриев С. В. Отчет о поездке к истокам реки Чилика в 1910 г. Изв. Турк. отд. РГО, т. IX, 1913.
Дмитриева Н. Г. Опыт определения нижней границы снеготаяния в горах. Тр. ЦИП, вып. 7 (54), 1951.
Долгушин Л. Д. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции. Сб. «Вопросы физ. географии Урала». Изд. МОИП, 1960.
Долгушин Л. Д. Региональные проблемы оледенения по исследованиям на Урале, в Центральной Азии и в Антарктиде, М., 1963.
Долгушин Л. Д., Евтеев С. А., Котляков В. М. О современной эволюции антарктического ледникового покрова. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 10, 1964.
Дроздов О. А. Средние месячные и годовые количества осадков в СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1948.
Дроздов О. А. Горно-долинная циркуляция долин ледников Федченко и Зеравшанского. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 11, 1965.
Дроздов О. А., Николаенко Г. И. Радиационный баланс поверхности ледников Средней Азии в период абляции. Сб. «Гляциол. исследования», № 13, 1964.
Дубинский Г. П. Метеорологические исследования на леднике Алибек в 1957 и 1958 гг. Мат-лы Кавказской экспедиции, вып. 1, 1960.
Дубинский Г. П., Ковалев П. В. О работе Кавказской экспедиции МГГ Харьковского университета. Мат-лы МГГ. Информ. бюлл., № 6, 1964.
Егорова Н. Д. Метеорологические условия ледниковой зоны в хребте Заилийский Алатау (по наблюдениям на леднике Центральном Туюксуйском). Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ», вып. IV, Алма-Ата, 1964.
Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение западной Тувы и восточной части горного Алтая. Тр. Ин-та геологии АН СССР, 1961.
Забиров Р. Д. Оледенение Памира. Географгиз, М., 1955.
Забиров Р. Д. О необходимости изучения нижней границы нулевого баланса льда. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 5, 1962.
Зайков Б. Д. Карта среднего годового стока Европы. Тр. ГГИ, вып. 6, 1938.
Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа. Тр. НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 40, 1946.
Закиев Х. Я. Циркуляция атмосферы и погода, снежный покров и таяние ледника в горах. Уч. зап. Ростовского-на-Дону пед. ин-та, вып. 1, 1957.
Закиев Х. Я. Циркуляция атмосферы, погода и состояние ледника Малый Актру. Сб. «Гляциология Алтая», № 2, 1962.
Занина А. А. Климат СССР, вып. 2. Кавказ. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
Зенкова В. А. Сток талых вод с ледников реки Малой Алматинки в хребте Заилийский Алатау. Сб. «Гляциол. исследования в Казахстане», вып. V, 1965.
Знаменская О. М. Оледенение Богосского хребта. Тр. ледниковых экспедиций II МПГ, т. V, 1936.

Ивановский Л. Н. Об особенностях древнего оледенения юго-восточного Алтая. Мат-лы Зап.-Сиб. комиссии по изучению четвертичного периода при Томском ун-те, вып. 1, 1956.
Ивановский Л. Н. Новые данные о современном и древнем оледенении Терективского хребта на Алтае. Сб. «Вопросы географии Сибири», вып. 4, 1957.
Ивановский Л. Н. Предварительные результаты изучения следов древнего оледенения на Алтае экспедицией Томского государственного университета. Сб. «Мат-лы расширенного совещания рабочей группы по гляциологии советской междуведом. комиссии МГГ», М., 1959.
Иваньков П. А. Оледенение Большого Кавказа и его динамика за годы 1890—1946. Изв. ВГО, вып. 3, 1959.
Иверонова М. И. Особенности режима снежного покрова на ледниках (на примере одного из ледников хребта Терской-Алатау). Сб. «Основные метод. указания по гляциол. исследованиям», вып. 15, 1957.
Калесник С. В. Краткая программа для собирания сведений о современных ледниках. Сб. «Исследование ледников СССР», вып. 1, 1934а.
Калесник С. В. О некоторых новых формах ледниковых образований в Тянь-Шане. Изв. РГО, вып. 3, 1934б.
Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Л.—М., 1937.
Калесник С. В. Общая гляциология. Л., 1939.
Калесник С. В. Инструкция для стационарного изучения ледников в Арктике. Изд. Главсевморпути, Л.—М., 1948.
Калесник С. В. Проблема снеговой границы. Вестн. ЛГУ, № 12, 1961.
Калесник С. В. Очерки гляциологии. Географгиз, М., 1963.
Калмыкина Е. М. Результаты наблюдений за поверхностной абляцией на Малоалматинских ледниках. Сб. Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. I, 1961.
Капица А. П. Динамика и морфология ледникового покрова Центрального сектора Восточной Антарктиды. Тр. Советской антарктической экспедиции, т. 18, 1961.
Кароль Б. П. О проникновении радиации в снег и лед на ледниках. Сб. «Междунар. геофиз. год». Изд. ЛГУ, 1960.
Кароль Б. П. Радиационный баланс ледниковых склонов различной экспозиции. Сб. «Гляциол. исследования», № 13, 1964.
Кеппен В. Основы климатологии. Перев. с нем. М., 1938.
Киреев Н. А. Путь к изучению модуля стока в высокогорной местности. Тр. ледниковых экспедиций, вып. III, Зеравшан, 1936а.
Киреев Н. А. Сток в зависимости от физико-географических условий в высокогорной местности. Изв. РГО, вып. 5, 1936б.
Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна р. Теберды. Мат-лы Кавказской экспедиции, вып. 1, 1960.
Ковалев П. В. Современное оледенение бассейна р. Баксан. Мат-лы Кавказской экспедиции, вып. 2, 1961а.
Ковалев П. В. Современное оледенение Казбекско-Джимарайского массива. Мат-лы Кавказской экспедиции, вып. 3, 1961б.
Ковалев П. В. О динамике ледников Кавказа. Тр. ЗакНИГМИ, вып. 13, 1963.
Ковалевский Г. В. Зависимость между снеговой линией и вертикальными пределами растениеводства. Метеорология и гидрология, № 1, 1933.
Колесникова В. Н. Ледник Федченко. Солнечная радиация. Сб. «Ледник Федченко», ч. 2, Ташкент, 1962.
Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения северо-востока СССР. Л., 1947.
Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. Изд. АН СССР, М., 1963.
Косарев М. В. Сведения о ледниках р. Кашка-Дарья Тр. ТГО, вып. 10 (11), 1954.

Косарев М. В. Методика снегосъемок в горах Средней Азии. Тр. Тбил. НИГМИ, вып. 3, 1958.
Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. Изд. АН СССР, М., 1961.
Котляков В. М., Плам М. Я. Особенности аккумуляции и косвенные способы подсчета твердых осадков на леднике. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обслуживания, № 10, 1964.
Котляков В. М., Плам М. Я. Подсчет количества твердых осадков на горных ледниках и роль метелевого переноса в их распределении. Сб. «Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ». Изд. «Наука», М., 1965.
Кравцов Г. С. Исследование упругих свойств льда высокогорных глетчеров Центрального Алтая. Сб. «Гляциол. исследования», № 5, 1960; Изв. высших учебных заведений. Физика, № 3, Томск, 1960.
Кропоткин П. А. Исследование о ледниковом периоде. Зап. РГО, т. 7, 1876.
Кузьмин П. П. Процессы теплообмена, абляции и стока в бассейне р. Зеравшан. Тр. ГГИ, вып. 3 (57), 1948.
Лебедева И. М. О некоторых закономерностях таяния ледника МГУ на Полярном Урале. Сб. «Исследование ледников и ледниковых районов», вып. 1, 1961.
Лесник Ю. Н., Насыров М. А. Накопление осадков, таяние льда и сток талых вод. Сб. «Ледник Федченко», ч. 2, Ташкент, 1962.
Ломоносов М. В. О слоях земных. Сиб., 1763; Госгеолиздат, 1949.
Лосев К. С. О расчетах баланса массы ледяного щита Антарктиды. Информ. бюлл. антарктических экспедиций, вып. 44, 1963.
Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Тр. НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 18, 1945.
Макаревич К. Г. К вопросу о динамике Центрального Туюксуйского ледника в последние десятилетия. Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. II. 1962.
Макаревич К. Г., Зенкова В. А. Краткие сведения о ледниках хребта Заилийский Алатау. Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. I, 1961.
Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932—1933 гг. Тр. ледниковых экспедиций, вып. 1, 1936.
Марков К. К. Современные проблемы гляциологии и палеогляциологии. Сб. «Вопросы географии», № 1, 1946.
Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Географгиз, М., 1948.
Марков К. К. Палеогеография. Географгиз, М., 1951.
Марков К. К. Антигляциализм. Изв. АН СССР, вып. 1, 1955.
Марков К. К., Бардин В. И., Орлов А. И. Физико-географическая характеристика береговой полосы Восточной Антарктиды. Изд. МГУ, 1962.
Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. Перев. с нем. М.—Л., 1939.
Мягков И. М. Морены ледников Белухи. Вестн. Зап.-сиб. геол. треста, вып. 1—2, 1936.
Насыров М. А., Ноздрюхин В. К., Лесник Ю. Н. Ледник Федченко. Накопление осадков. Сб. «Ледник Федченко», ч. 2, Ташкент, 1962.
Окишев П. А. Некоторые данные о вещественном балансе ледников Актру. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 3, 1964.
Окишев П. А. Некоторые замечания о деградации ледника Большой Актру. Сб. «Гляциология Алтая», № 4, 1965.
Основные методические указания по гляциологическим исследованиям, вып. 1—15. Изд. Комитета по МГГ, М., 1957.
Пак В. А., Яковлев В. Н. Ледник Федченко. Строение ледника Федченко по геофизическим данным. Сб. «Ледник Федченко», ч. I, Ташкент, 1962.
Пальгов Н. Н. Ледники Заилийского Алатау. Природа, № 6, 1953.

Пальгов Н. Н. Ледниково-снеговой сток у рек Заилийского Алатау. Геогр. сб., вып. IV, 1954а.
Пальгов Н. Н. Пространственное состояние ледников Заилийского Алатау. Тр. САГУ, вып. 1, 1954б.
Пальгов Н. Н. Определение мощности горных ледников методом балансов. Вестн. АН КазССР, № 4, 1956.
Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Изд. АН КазССР. Алма-Ата, 1958.
Пальгов Н. Н. Сток ледников Казахстана. Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. 11, 1962а.
Пальгов Н. Н. Сокращение ледников в зависимости от положения фирновой линии. Сб. «Колебания режима существующих ледников». Алма-Ата, 1962б.
Пальгов Н. Н. Влияние осадков и температуры воздуха на положение фирновой линии ледника Центрального Туюксуйского в хребте Заилийский Алатау. Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. III, 1963.
Пальгов Н. Н. Ледники Казахстана и основные черты их режима. Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Киргизский Алатау», вып. IV, 1964.
Пидопличко И. Г., Макеев П. С. О климатах и ландшафтах прошлого. Изд. АН УкрССР, 1952 и 1955.
Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта. Зап. Кавк. отд. РГО, т. XXIX, вып. 1, 1911.
Программа и общие указания по проведению гляциологических исследований Международного геофизического года (1957—1958 гг.). М., 1957.
Псарева Т. В. Преобразование снежно-фирновой толщи и типы льдообразования на Эльбрусе. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 10, 1964.
Пузанов В. П. Климатические условия таяния снега и льда. Информ. сб. о работах геогр. фак. МГУ по МГГ, № 1, 1958.
Ревякин В. С. О ледниках плоских вершин в Северо-Чуйских Альпах. Сб. «Гляциология Алтая», № 3, 1964а.
Ревякин В. С. Некоторые морфологические характеристики основных ледниковых бассейнов горного узла Биш-Иирду. Сб. «Гляциология Алтая», № 3, 1964б.
Рейнгард А. Л. Снеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом. Изв. Кавк. отд. РГО, т. 24, вып. 3, 1916.
Рейнгард А. Л. Снеговая граница в Среднем Кавказе в верховьях Уруха, Ардона и Риона. Изв. Кавк. отд. РГО, вып. 2—3, 1917.
Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. XL, 1948.
Русанов В. И. Распределение среднего годового количества осадков в Центральном Алтае. Изв. ВГО, т. 93, вып. 6, 1961.
Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. АНИИ, т. 201, 1948.
Сапожников В. В. Катунь и ее истоки. Томск, 1901.
Сапожников В. В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Томск, 1911.
Селянинов Г. Т. Методика сельскохозяйственной характеристики климата. Мировой агроклиматический справочник. М., 1937.
Соколов А. А. Гидрография СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1952.
Солнцев Н. А. Снежники как геоморфологический фактор. Географгиз, М., 1949.
Спенглер О. А. Стаивание поверхности ледников. Тр. ледниковых экспедиций II МПГ, т. I, 1936.
Судаков П. А., Вилесов Е. Н. Режим снежного покрова и его распро-

странение на Малоалмаатинских ледниках. Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. II. 1962.
Суслов В. Ф. Ледник Федченко. Общая характеристика оледенения. Сб. «Ледник Федченко», ч. I, Ташкент, 1962.
Суслов В. Ф., Ноздрюхин В. К., Лесник Ю. Н., Рачкулик В. И. Ледник Федченко. Колебания ледников и тенденция развития оледенения. Сб. «Ледник Федченко», ч. I, Ташкент, 1962.
Тиндаль Д. Альпийские ледники. М., 1866.
Троицкий Л. С. Основные черты современного оледенения Полярного Урала. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения. № 8, 1963.
Тронов М. В. Об устойчивости ледников. Изв. ВГО, вып. 5, 1948.
Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Географгиз, М., 1949.
Тронов М. В. Хионосфера и снеговая линия. Изв. ВГО, вып. 5, 1950.
Тронов М. В. Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае. Сб. «Вопросы географии Сибири», № 3, 1953.
Тронов М. В. Инерция сохранения ледников. Геогр. сб., т. 4, 1954а.
Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. Географгиз, М., 1954б.
Тронов М. В. Вопросы связи между климатом и оледенением. Изд. Томского гос. ун-та, 1956.
Тронов М. В. Климат и развитие ледников. Сб. «Основные метод. указания по гляциол. исследованиям», вып. 15, 1957.
Тронов М. В. Проблема развития ледников. Изд. Томского гос. ун-та, 1960.
Тронов М. В. О признаках и проявлениях подчиненности и неподчиненности климату в колебаниях ледников. Сб. «Колебания режима существующих ледников», Алма-Ата, 1962а.
Тронов М. В. Краткие сведения об отступании ледников Алтая. Сб. «Колебания режима существующих ледников», Алма-Ата, 1962б.
Тронов М. В. Некоторые принципиальные вопросы в учении о снеговой границе. Сб. «Гляциология Алтая», № 2, 1962в.
Тронов М. В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности. Сб. «Гляциология Алтая», № 3, 1964а.
Тронов М. В. Некоторые вопросы специальной тематики в гляциологических исследованиях. Сб. «Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии», вып. XVII, 1964б.
Тронов М. В., Олейник И. Я. Общие результаты ледниковых исследований на Алтае в период МГГ. Сб. «Гляциология Алтая», № 1, 1962.
Тронов М. В., Тронова Л. Б; Белова Н. И. Основные черты климата горно-ледникового бассейна р. Актру. Сб. «Гляциология Алтая», № 4, 1965.
Трошкина Е. С. Особенности таяния ледников южного склона Эльбруса. Информ. сб. о работах по МГГ. Эльбрусская экспедиция, № 2, 1958.
Трошкина Е. С. Стратиграфия снежно-фирнового покрова южного склона на Эльбрусе. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 5, 1962.
Тушинский Г. К. Гляциологические работы на Эльбрусе. Информ. сб. о работах геогр. фак. МГУ по МГГ, № 1, 1958.
Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. Географгиз, М., 1963.
Тушинский Г. К., Капица А. И. Исследования географического факультета МГУ в МГГ. Тезисы докладов научной сессии, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции. М., 1957.
Тушинский Г. К., Малиновская Н. М. Положение «уровня 365» над территорией СССР и связь этого уровня с оледенением. Информ. сб. о работах по МГГ, № 9, 1962.
Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. Перев. с англ. Изд. «Прогресс», М., 1963.
Ходаков В. Г. Процессы перераспределения снега и снежного покрова в горах. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 9, 1964.

Хойнкес Х., Рудольф Р. Изменения бюджета массы Хинтерейсфернера (Эцтельские Альпы) в 1952—1961 гг. в связи с изменением элементов климата. Перев. с англ. Сб. «Вопросы динамики и современной эволюции ледников». Изд. «Прогресс», М., 1964.
Холлин Дж. Об истории оледенения Антарктиды. Перев. с англ. Сб. «Вопросы динамики и современной эволюции ледников». Изд. «Прогресс», М., 1964.
Цыкин Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников. М., 1962.
Челпанова О. М. Климат СССР, вып. 3, Средняя Азия. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
Черкасов П. А. Тепловой баланс и абляция на поверхности ледников бассейна реки Баскан хребта Джунгарский Алатау. Сб. «Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. I, 1961.
Чертанов С. П. Изменение положения конечной части ледника Федченко. Сб. «Гляциол. экспедиции на леднике Федченко», Ташкент, 1960.
Чижов О. П. Баланс массы льда Новоземельского ледникового покрова. Сб. «Гляциол. исследования», № 9, 1963а.
Чижов О. П., Корякин В. С. Современные изменения режима Новоземельского ледникового покрова. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 8, 1963б.
Шварцбах М. Климаты прошлого (введение в палеоклиматологию). Перев. с нем. М., 1955.
Шнитников А. В. Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения северного полушария. Изв. ВГО, т. 93, вып. 1, 1961.
Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Географгиз, М., 1957.
Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Географгиз, М., 1949.
Шульц В. Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1956.
Шульц В. Л. Реки Средней Азии, ч. 1. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. Географгиз, М., 1947а.
Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики. Сб. «Вопросы географии», № 4, 1947б.
Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд. АН СССР, М., 1955.
Шумский П. А. Движение ледников. ДАН СССР, т. 126, № 4, 1961.
Шумский П. А. Колебания ледников. Сб. «Колебания режима существующих ледников». Алма-Ата, 1962.
Шумский П. А. Что такое ледник? Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 9, 1964а.
Шумский П. А. К теории колебаний ледников. Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, № 10, 1964б.
Щеглова О. П. К вопросу об энергии оледенения. Изв. ВГО, т. 84, вып. 5, 1952.
Щукин И. С. Общая морфология суши, т. 1, М.—Л., 1933.
Щукин И. С. Общая геоморфология, тт. 1 и 2. М., 1960 и 1964.

Agassiz L. Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels. Paris, 1847.
Ahlmann H. Glaciers in Jotunheim and their physiography. Geogr. ann., vol. IV, 1922.
Ahlmann H. Le niveau de glaciation comme fonction de l.accumulation d'humidité sous forme solide. Geogr. ann., 1924.
Ahlmann H. Present glaciation round the Norwegian sea. Geogr. ann., H. 4. 1933.
Ahlmann H. W. Glaciological research on the North Atlantic coasts. London, 1948.

Ahlmann H. Glacier variations and climatic fluctuations. New York, 1953.
Ängström A. On the dependence of ablation on air temperature, radiation and wind. Geogr. ann., 1933.
Baird P., Ward W., Orvig S. The glaciological studies of the Baffin island expedition, 1950. J. glaciol., vol. 2, No 11, 1952.
Baird P., Ward W., Orvig S. The heat exchange at the surface of the Barnes ice cap during the ablation period. J. glaciol., No 13, 1953.
Bauer A. The balance of the Greenland ice sheet. J. glaciol., No 17, 1955.
Bauer A. Contribution à la connaissance de l'inlandsis du Groenland. Int. assoc. scient. hydrol., publ. 39, 1956.
Bauer A. Nouvelle estimation du volume de la glace de l'intandsis antarctique. AHS, No 55, 1961.
Brooks C. Climate through the ages. London, 1950; New York, 1949.
Cailleux A. Premiers enseignements Glaciologique des expéditions polaires francaises 1948—1951. Revue de Géomorphologie Dynamique, n° 1, 1952.
Charlsworth J. K. The quarterly era, vol. I, pt 1. Glaciology. London, 1957.
Conrad V. Die Klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen. Handb. Klimatologie, Bd 1, 1936.
Daly R. A. The changing world of the ice age. New Haven, 1935.
Demorest M. Ice sheets. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 54, No 3, 1943.
Diamond M. Air temperature and precipitation on the Greenland ice sheet. J. glaciol., No 27, 1960.
Drygalski E. und Machatschek F. Gletscherkunde. Wien, 1942.
Enquist F. Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. Bull. Geol. inst. Upsala, H. XIV, 1917.
Field W. O. a. o. Geographic study of mountain glaciation in the Northern Hemisphere. New York, 1958.
Finsterwalder R. Die Gletscher des Nanga Parbat. Zs. Gletsch., Bd. XXV, 1937.
Finsterwalder R. Die zahlenmässige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpengletschern. Zs. Gletsch., Bd 11, 1953.
Flint R. F. Glacial and pleistocene geology. New York, 1957.
Flohn H. Bemerkungen zur Klimatologie von Hochasien. Wiesbaden, 1959.
Forel F. Périodicité météoroloque et variations des glaciers. Jahrb. Alp., t. X, III, 1908.
Friedel H. Wirkungen der Schneeverteilung. Festschrift für V. Paschinger, 1953.
Fristrup B. Climate and glaciology of Peary Land. North Greenland. AHS, No 32, 1952.
Glen A. P. A sub-arctic gracier cap: the West Ice of North East Land. Geogr. j., vol. 98, 1941.
Haefeli R. The ablation gradient and the retreat of a glacier tongue. Simposium of Obergurgle. Int. assoc. scient. hydrol., publ. 58, 1962.
Hamberg A. Die Eigenschaften der Schneedecke in den Lapplandischen Gebirgen. Naturwiss. Untersuch. Sarekgebirges in Schwed. Lappland, 1907.
Hann J. Handbuch der Klimatologie. Stuttgart, 1911.
Harrison A. E. Fluctuations of the Nisqually glacier, Mt. Rainier, Washington, since 1750. J. glaciol., No 19, 1956.
Heim A. The glaciation and solifluction of Minya Gongkar. Geogr. j., May, 1936.
Heinsheimer G. Der Durchbruch des Morengletschers. Lago Argentino, Patagonien, 1935. Zs. Gletsch. und Glazialgeologie, Bd III, H. I, 1954.
Hess H. Die Gletscher. Braunschweig, 1904.
Hess H. Das Eis der Erde. Handb. Geophysik, Bd VII, H. I, 1933.
Hobbs W. H. The cycle of mountain glaciation. Geogr. j., vol. XXXV, 1910.
Hobbs W. H. Characteristics of existing glaciers. New York, 1911.
Hobbs W. H. The glaciers of mountain and continent. Zs. Gletsch., Bd XXII, 1935.

Hoffmann W. Gletschermessungen in der Cascade Range des Staates Washington USA, 1952. Erdkunde, Bd 7, Nr 3, 1953.
Hoffmann W. The advance of the Nisqually glacier at Mt. Rainier, USA, between 1952 and 1956. AHS, No 46, 1958.
Hoinkes H. und Untersteiner N. Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern. Vernagtferner. Geogr. ann., vol. 34, H. 1—2, 1952.
Hoinkes H. Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern. Geogr. ann., vol. 35, H. 2, 1953.
Hoinkes H. Measurements of ablation and heat balance on alpine glaciers, with some remarks on the cause of glacier recession in the Alpen. J. glaciol., No 17, 1955.
Hoinkes H., Rudolph R. Variations in the masse-balance of Hintereisferner (Oetztal Alps) 1952—1961 and their relation to variations of climatic elements. Symposium of Obergurgl., publ. 58, 1962.
Hollin J. T. History of Antarctica. J. glaciol., vol. 4, No 32, 1962.
Jaeger F. Der Rückgang der Gletscher der Kilimandjaro Zs. Gletsch. und Glazialgeologie, Bd II, H. 2, 1953.
Keindl J. Untersuchungen über der Hofs- und Langjökkull in Island. Zs. Gletsch., Bd XX, 1932.
Kinzl H. Gletscherschwund und Gletscherform. Festschrift für V. Paschinger. Klagenfurt, 1953.
Kinzl H. Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstösse in den schweizerischen Alpen und in der Mont-Blanc Gruppe. Zs. Gletsch., Bd. XX, 1932.
Klebelsberg R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien, 1948.
Koch L. The physiography of North Greenland. London, 1928.
Köppen W., Wegener A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, 1924.
Kossina E. Die Dauer der Schneedecke in den Ostalpen. Zs. d. D. und Ö. Alpen-Vereins, Bd. 68, 1937.
La Chapelle E. Assesing Glacier mass budgets by reconnaisance aerial photography. J. glaciol., No 33, 1962.
Lagally M. Versuch einer Theorie der Spaltenbildung in Gletschern. Zs. Gletsch., Bd XVIII, H. 1—3, 1930.
Lagally M. Zur Thermodynamik der Gletscher. Zs. Gletsch., Bd XX, H. 4—5, 1932.
Lamansky W. Das Absterben der Gletscher und die Eiszeit. Zs. Gletsch., Bd VIII, 1914.
Liboutry L. Nievesy glaciares de Chile. Fundamentos de Claciologia. Santiago de Chile, 1956.
Loewe F. Beiträge zum Massenhaushalt des antarktischen Inlandeises. Petermanns Mitt., H. 4, 1961.
Loewe F. Klima des Kanadischen Archipes und Grönlands. Handb. Klimatologie, Bd. II, T. K, 1936.
Manley G. On the occurence of ice domes and permanently snowcovered summits. J. glaciol., No 17, 1955.
Mannerfelt C. Nagra glacialmorfologiska Formelement. Geogr. ann., vol. XXVI, H. 1—2, 1945.
Marker R. Waldgrenzstudien in den Osterreichischen Alpen. Petermanns Mitt., H. 168, 1910.
Mercanton P. L. Aires englacées et cotes frontales des glaciers suisses. Cours d'Eau et Energie, n° 12, Zürich, 1958.
Mercanton P. L. Le glaciation du Valais et ses Variations dans les temps modernes. Wasser- und Energiewirtsch., Bd 47, Nr 5—7, 1955.
Morawetz S. Gletschereinteilungen. Zs. Gletsch., Bd XXVI, H. 3—4, 1939.
Morawetz S. Die Bedeutung der Oberflächenformen für die Gletscherentwicklung. Petermanns Mitt., H. 4, 1936.
Morawetz S. Zur Frage der letzten Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zs. Gletsch., Bd XXVII, 1940.

Morawetz S. Klimabeziehungen des Gletscherverhaltens in den Ostalpen. Zs. Gletsch., Bd II, H. 1, 1952.
Nye J. The influence of climatic variations of glaciers. Snow and ice commission. Int. assoc. scient. hydrol., publ. 54, 1961.
Orvig S. The climate of the ablation period on the Barnes ice-cap in 1950. Geogr. ann., H. 3—4, 1951.
Orvig S. Glacial-meteorological observations on ice-caps in Baffin island. Geogr. ann., vol. 36, H. 3—4, 1954.
Paschinger V. Schneegrenzentypen. Zs. Gletsch., Bd X, 1916—1917.
Paschinger V. Die Eiszeit- ein meteorologischer Zyklus. Zs. Gletsch. Bd 13, 1923.
Paschinger H. Nachmessungen am Pasterzenkees (Glockengruppe) in den Jahren 1951 und 1952. Zs. Gletsch., Bd II, H. 2, 1953.
Penk A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Drei Bände, Leipzig, 1904—1908.
Quervainx A. de und Mercanton P. Ergebnisse der Schweizerischen Grönlandsexpedition. Denkschr. Schweizer. Naturphilosoph. Gesellsch., Bd 53, 1920.
Reichel E. Versuch einer Berechnung der eiszeitlichen Niederschlagshöhe in den Alpen. Zs. Gletsch., Bd XXII, 1935.
Reichel E. Nachtrag zur Berechnung der eiszeitlichen Niederschlagshöhe in den Alpen. Zs. Gletsch., Bd XXVI, 1939.
Richter E. Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart, 1888.
Richter E. Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. ZDOAV, 1891.
Somigliana C. Ricerche sull ablazione glaciale e sulle relazioni fra variazioni glaciali e variazioni climatiche. Roma, 1933.
Spillmann W. Der natürliche Wasserhauslali im Aaregebiet. Wasserkraft und Wasserwirtschaft, Nr 3, 1935.
Streiff-Becker R. Zwanzig Jahre Firnbeobachtungen. Zs. Gletsch. Bd XXIV, 1936.
Streiff-Becker R. Probleme der Firnschichtung. Zs. Gletsch., Bd II, H. 1. 1952.
Sverdrup H. The ablation on Isachsen's Plateau and on the Fourteenth of July glacier in relation to radiation and meteorological conditions. Geogr. ann., 1935.
Thorarinsson S. Vatnajökull. Scientific resultats of the Swedisch icelandic investigations 1936, 1937, 1938. Geogr. ann., vol. XXV, 1943.
Tollner H. Die meteorologisch-klimatologischen Ursachen der Gletscherschwankungen in den Ostalpen wärend der letzten zwei Jahrhunderten.. Mitt. Geogr. Ges., Bd 96, Nr 1—4, 1954.
Troll C. Büsserschnee in der Hochgebirge der Erde. Petermanns Geogr. Mitt., Ergänzungsheft, H. 240, 1942.
Victor P. Expéditions polaires Francaises, p. III. Paris, 1953.
Visser Ph. C. Gletscherbeobachtungen im Karakorum. Scherflächen und Gletscherüberschiebungen. Zs. Gletsch., Bd XXII, 1935.
Wexler H. Geothermal heat and glacial growth. J. glaciol., No 25, 1959.
Wissmann H. Die heutige Vergletscherung und Scneegrenze in Hochasien. Wiesbaden, 1959.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Глава первая. **Физико-географические условия оледенения** . . . 6

Ледник как продукт климата . . . . . —
Полярные климаты 10
Особенности горных климатов 14
Солнечная радиация и земное излучение в горах 16
Понижение температуры воздуха с высотой 17
Увеличение количества осадков на склонах гор 20
Горизонтальные осадки 24
Некоторые различия горных и полярных климатов в их отношении к оледенению 25
Влияние морского и континентального климата на оледенение . . 27
Влияние рельефа на оледенение 30
О факторах оледенения 34
Факторы оледенения по К. К. Маркову . . . . . —
Геоморфологический фактор 36
Новое деление факторов оледенения 37
Взаимодействие факторов оледенения 43
Изменчивость действия факторов оледенения . . . . . —
Роль самих ледников в комплексе факторов оледенения . . . 50
Принцип соответствия 55
Значение подпруженности ледников 62
О комплексе факторов оледенения 65
Об ороклиматической базе оледенения 70

Глава вторая. **Снеговая граница и хионосфера** 76

Общие понятия . . . . . —
Об определении понятий «снеговая граница» и «хионосфера» . . . 81
Снеговая граница на ледниках и на склонах между ледниками . . 88
Снеговая линия и граница фирна на ледниках 93
Нижняя граница хионосферы 96
Климатическая и орографическая снеговая граница 101
Граница оледенения 105
Замечания о методах определения высоты снеговой границы . . . 107
Оценка высоты нижней границы хионосферы 111
Определение высоты второго уровня хионосферы 112
Климатологический способ определения уровня хионосферы . . 115
Факторы, влияющие на высоту снеговой границы и хионосферы . . 123
Влияние морского и континентального климата на положение снеговой границы и хионосферы 127

Влияние экспозиции склонов на высоту снеговой границы и хионосферы 129
Дополнительные замечания о влиянии орографического фактора на высоту снеговой границы 134
Снеговая линия в карах 140
Географическое распределение снеговых границ 145

Глава третья. **Климатический режим ледников** 152

Область питания и область абляции ледников 154
Источники питания ледников 160
Замечания о способах количественной оценки питания ледников . . 162
Дополнительные замечания о распределении и перераспределении осадков на горно-ледниковых склонах 168
Краткие сведения о питании ледников в разных странах 172
Абляция ледников 200
Различные виды расхода вещества ледников . . . . . —
Поверхностная абляция 202
Примеры абляции ледников в разных странах 203
Влияние на абляцию абсолютной высоты, экспозиции и покрытия ледников моренным материалом 206
Тепловой баланс ледниковых поверхностей и его влияние на абляцию ледников 223
Характеристика основных факторов поверхностной абляции . . . 227
Эмпирические формулы абляции ледников 237
Дополнительные факторы поверхностной абляции ледников . . 240
Примеры баланса ледников 245
Понятие об энергии оледенения 248
Температурное состояние ледников и типы льдообразования . . . 252
О климатической классификации ледников 260

Глава четвертая. **Изменения и колебания ледников** 263

Виды колебаний и изменений ледников 264
Примеры колебаний и изменений ледников в разных странах . . 268
Общие черты колебаний ледников 281
Признаки и особенности наступающих и отступающих ледников . 284
О роли температуры воздуха и атмосферных осадков в колебаниях ледников 287
О периодичности в колебаниях ледников 291
Общие выражения условий стационирования, наступания и отступания ледников 294
Выражения приходо-расходного баланса для отдельных поперечных профилей и отдельных участков ледниковых языков 298
О причинах неодинаковых колебаний ледников 300
Влияние экспозиции 301
Размеры ледников 302
Влияние форм бассейна аккумуляции и канала стока 303
Влияние моренного покрова 304
О гляциоклиматических показателях 307

Глава пятая. **Климат и развитие ледников** 319

О климатических условиях ледниковых периодов 320
Стадии оледенения в горных странах после максимума вюрмской ледниковой эпохи 330
О климатических причинах ледниковых эпох 333
О собственных свойствах развития ледников 337
Общие замечания о свойствах развития ледников . . . . . —

О роли различных видов изменения размеров и состояния ледников 342
Значение изменений толщины ледника при опускании или поднятии снеговой линии (при отсутствии подпруживания) . . 343
Особенности динамики подпруженных ледников 346
Значение двух уровней в нижней части хионосферы для динамики оледенения 354
Роль необратимых процессов в зависимости от общей тенденции развития оледенения 357
Об инерции сохранения ледников 360
Об устойчивости ледников 363
Общие выводы о характере связей между климатом и развитием ледников 370
Построение балансовых кривых для выражения закономерностей развития ледников 372
Балансовые кривые простой формы 375
Балансовые кривые сложной формы 377
Использование балансовых кривых в вопросах возникновения и эволюции ледниковых покровов 379
Построение балансовых кривых применительно к оледенению покровного типа 385
Общие выводы 392

Литература 394

Тронов Михаил Владимирович

Ледники и климат

Редактор *Г. Я. Русакова.* Техн. редактор *Г. С. Николаева*
Корректоры: *К. И. Розинова* и *А. В. Хюркес*

Сдано в набор 14/I 1966 г. Подписано к печати 28/V 1966 г. Бумага $60\times60^{1}/_{16}$. Бум. л. 12,75.
Печ. л. 25,5. Уч.-изд. л. 26,44. Тираж 1300 экз.
М-20803 Индекс МЛ-195
Гидрометеорологическое издательство.
Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.
Заказ № 58. Цена 1 р. 77 коп.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.