

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОГРАММЕ
МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА*

Л. С. ТРОИЦКИЙ, В. Г. ХОДАКОВ, В. И. МИХАЛЕВ,
А. С. ГУСЬКОВ, И. М. ЛЕБЕДЕВА, В. Н. АДАМЕНКО,
Л. А. ЖИВКОВИЧ

ОЛЕДЕНЕНИЕ УРАЛА

ГЛЯЦИОЛОГИЯ

№ 16

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1966 г.

МЕЖДУНАРОДНЫЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ГОД



INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL YEAR

1957—1958—1959



*RESULTS OF RESEARCHES ON THE PROGRAM
OF THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL YEAR*

L. S. TROITSKY, V. G. KHODAKOV, V. I. MIKHALIOV,
A. S. GUSKOV, I. M. LEBEDEVA, V. N. ADAMENKO,
L. A. ZHIVKOVICH

GLACIATION OF THE URALS

GLACIOLOGY
IX SECTION OF IGY PROGRAM

№ 16



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

MOSCOW, 1966



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОГРАММЕ
МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА

Л. С. ТРОИЦКИЙ, В. Г. ХОДАКОВ, В. И. МИХАЛЕВ,
А. С. ГУСЬКОВ, И. М. ЛЕБЕДЕВА, В. Н. АДАМЕНКО,
Л. А. ЖИВКОВИЧ

ОЛЕДЕНЕНИЕ УРАЛА

ГЛЯЦИОЛОГИЯ
IX РАЗДЕЛ ПРОГРАММЫ МГГ

№ 16



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1966

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

член-корреспондент АН СССР Г. А. АВСЮК,
кандидат географических наук А. О. КЕММЕРИХ

ВВЕДЕНИЕ

Со времени открытия в 1929 г. первых ледников в северной части Уральского хребта проблема современного оледенения Урала неизменно привлекает внимание исследователей. Ледники Урала явились объектом исследований в период проведения II Международного полярного года (МПГ) (1932—1933 гг.) и Международного геофизического года (МГГ) (1957—1959 гг.). Располагаясь в низкогорной стране, лишенной зоны вечных снегов, уральские ледники представляют большой интерес для решения ряда теоретических вопросов гляциологии и особенно для выявления условий зарождения и исчезновения малых ледников. Являясь продуктом климата, они служат надежным индикатором климатических условий в горной полосе Урала. Ареал распространения ледников указывает на существование зоны высокой снежности и водности в горах, что имеет не только общегеографическое, но и важное практическое значение, особенно при изучении водного баланса территории в связи с разветвляющимся гидроэнергетическим строительством на прилегающих к Уралу низменностях.

В настоящей монографии обобщены важнейшие результаты исследований Полярно-Уральской гляциологической экспедиции Института географии АН СССР за 1957—1963 гг. За семь лет исследований экспедицией собран обширный материал по гляциологии, климатологии, гидрологии и геоморфологии Полярного Урала, значительная часть которого к настоящему времени опубликована. Рассматриваемая в монографии территория охватывает Полярный, Приполярный и Северный Урал, ограничиваясь на юге пределом распространения снежников-перелетков (59°5' с. ш.).

Помимо изложения специальных гляциологических вопросов, основанных на физических методах исследований, авторы стремились возможно полнее отразить важнейшие физико-географические закономерности, установленные для изучаемой территории. В связи с этим процессы, происходящие на ледниках, рассматриваются на общем фоне физико-географических условий горной области Урала, что делает работу интересной не только для гляциологов, но также для климатологов, гидрологов, геоморфологов, физико-географов.

Первые исследователи северной части Урала А. Кейзерлинг, А. Шренк [333], Э. Гофман [85], П. Крузенштерн [163], посетившие его в середине XIX в., отметили полное отсутствие в горах вечных снегов и ледников. Э. Гофман объяснял отсутствие на Урале ледников незначительной высотой хребта и крутизной его вершин, вместе с тем он отмечал широкое распространение в горах летующих снежных пятен. Не были обнаружены ледники на Урале и рядом последующих исследователей. Это привело к утверждению в научной литературе взгляда о том, что современное

оледенение на Урале существовать не может вследствие малой высоты хребта и континентальности климата.

В 1911 г. С. В. Керцелли [150], основываясь на рассказе местного оленевода Е. Терентьева, впервые высказал предположение о существовании в самых северных частях Урала (севернее 68° с. ш.) небольших ледников. Однако на это высказывание, относящееся, как нам теперь известно, к ледникам хребта Оче-Нырды, не обратили должного внимания, и географы до-прежнему отрицали возможность существования ледников на Урале.

Только в 1929 г. геологом А. Н. Алешковым были открыты первые ледники в хребте Сабля на Приполярном Урале [8, 9], самый крупный из них был назван именем Э. Гофмана.

В 1932—1933 гг. во время проведения II МПГ была организована Уральская ледниковая экспедиция под руководством А. Н. Алешкова. В первый год работы экспедиции А. Н. Алешковым [10, 11] были обнаружены еще четыре ледника в хребте Сабля и пять ледников в районе горы Народной (ледники Манси, Югра, Лимбеко, Балбан, Манарага). В 1933 г. Алешковым были открыты три ледника на хребтах Малды, Саледы и на горе Хайме (ледники Малды, Сале и Городкова) и один ледник (II МПГ) обнаружен С. Г. Бочем у горы Народной [11, 38]. Экспедицией было проведено обследование и описание вновь открытых ледников. На ряде ледников были произведены крупномасштабные топографические съемки. В течение летних месяцев вблизи ледников проводились стационарные метеорологические и гидрологические наблюдения, впервые осветившие климатические условия этого района. А. Н. Алешковым и С. Г. Бочем были также получены некоторые данные об интенсивности таяния снега и льда, скорости движения льда в ледниках и высказаны общие соображения о характере питания ледников, их геоморфологической деятельности и эволюции оледенения Урала. Эти сведения имели большое значение для характеристики нового района оледенения. Однако ввиду кратковременности наблюдений они не могли дать представления о режиме, балансе массы ледников и быть использованы для сопоставлений с периодом МПГ.

Исследования в период II МПГ окончательно установили наличие современного оледенения на Урале и позволили выделить Уральский хребет в особую ледниковую область. С. В. Калесник, обобщая материалы Уральской ледниковой экспедиции, подчеркивал важность изучения современного оледенения Урала, где «представлены способы возникновения ледников на территории, характеризующейся весьма значительной отрицательной разностью оледенения» [133]. А. Н. Алешков высказал предположение о возможности нахождения ледников в более северных, в те годы еще слабо изученных районах Полярного Урала [11]. Последующие исследования подтвердили это предположение.

В 1930 г. геологом Г. Д. Падалкой [226] был обнаружен каровый ледник в южной части Полярного Урала, на восточном склоне массива Пай-Ер. В 1932 г. В. С. Говорухин [76] описал два ледника в районе горы Хаймы, названные именами В. Л. Комарова и В. А. Варсанюфьевой. В северной части Полярного Урала, в районе Хадатинских и Щучьих озер А. В. Хабаковым [300] в 1938 г. были отмечены четыре каровых ледника, впоследствии получивших название ледников Обручева, Анучина, Шумского и Щучьего. А. В. Хабаковым было высказано мнение о вероятности нахождения новых ледников на севере Полярного Урала, в хребте Оче-Нырды. В 1940 г. в южной части Полярного Урала (район о. Хойла) три ледника были описаны Г. П. Софроновым [269].

В период с 1945 по 1953 г. изучением уральских ледников занимался Л. Д. Долгушин. Проводя с 1945 г. исследования на Приполярном Урале, он обнаружил несколько ледников в хребте Саледы (ледники Воейкова, Борзова, Григорьева, Рихтера) и в хребте Малды (Хамбал и Конус) [104].

Он также вторично обследовал ряд ледников, открытых А. Н. Алешковым. На основании этих открытий и в результате обобщения материалов предыдущих исследователей Л. Д. Долгушиным был сформулирован ряд важных теоретических положений, касающихся различных вопросов современного оледенения Урала [104, 105], многие из которых подтвердились при проведении исследований в период МГГ.

Л. Д. Долгушин показал, что уральские ледники являются не реликтами прошлого оледенения, сохранившимися благодаря теневому положению в карах, а нормально развивающимися современными ледниками, существующими значительно ниже снеговой границы, вследствие высокой концентрации в карах навейного и лавинного снега.

Наиболее крупный очаг современного оледенения обнаружен Л. Д. Долгушиным в 1953 г. в северной части Полярного Урала, в районе Хадатинских и Щучьих озер [106]. Здесь он выявил и частично обследовал около полутора десятков ледников, в том числе наиболее крупные на Урале карово-долинные ледники Института географии АН СССР (ИГАН) и Московского университета (МГУ). В этом же районе геолог М. Н. Парханов в 1949 г. обнаружил два ледника, впоследствии получивших названия Берга и Ковальского. Небольшой каровый ледник в 1956 г. нашел В. В. Горбачев на Тельпосском хребте и назвал его именем С. В. Говорухина [80].

С 1929 по 1956 г. на Урале было выявлено более 50 ледников. Однако ввиду отсутствия стационарных наблюдений процессы, формирующие уральские ледники и их режим, оставались почти не изученными.

Между тем интерес к проблеме современного оледенения Урала продолжал возрастать. Некоторые исследователи [11, 133, 294] указывали на важное теоретическое значение изучения ледников Урала. Уральские ледники представляли большой интерес для решения проблемы малых форм оледенения, на что неоднократно указывал М. В. Тонов [294]. Изучение условий существования уральских ледников имело большое значение для выявления высоты теоретической снеговой границы Урала, а также для решения ряда вопросов древних оледенений на севере Евразии.

Придавая важное значение изучению современного оледенения Урала, Междуведомственный комитет по проведению МГГ включил в программу работ гляциологические исследования на Полярном Урале. В 1956 г. в соответствии с этим решением отделом гляциологии Института географии АН СССР была организована Полярно-Уральская экспедиция, в задачу которой входило проведение гляциологических исследований в северной части Полярного Урала.

Основной целью исследований являлось изучение взаимодействия оледенения и климата, современного состояния ледников, их пространственного распространения и закономерностей эволюции. В основу организации и постановки гляциологических исследований были положены принципы проведения стационарных физико-географических наблюдений, сформулированные Г. А. Авсюком [3], а также методические указания по проведению гляциологических исследований МГГ. При проведении работ широко применялись как физические методы исследований, базирующиеся в основном на стационарных наблюдениях, так и географические методы, основой которых явились маршрутные исследования.

В качестве основных объектов стационарных исследований в районе Хадатинских и Щучьих озер — самого значительного на Урале очага современного оледенения — были выбраны наиболее типичные и в то же время различные по морфологии и расположению ледники ИГАН, Обручева и МГУ. В 1957 г. на восточном берегу о. Б. Хадата-Юган-Лор была построена гляциологическая станция (географические координаты

67°,6' с. ш. и 66°,1' в. д.), начавшая с июля 1957 г. стационарные наблюдения. В 1958 г. были созданы постоянно действующий стационар на плато у ледника ИГАН и сезонные стационары на ледниках Обручева и МГУ*.

В соответствии с программой МГГ на ледниках проводились стационарные наблюдения за аккумуляцией, абляцией, вещественным балансом, стоком талых вод, тепловым балансом, температурным режимом льда и снега, диагенезом снежной толщи, движением льда и другими процессами. Изучались строение ледников, их геоморфологическая деятельность. Были проведены фототеодолитные съемки ряда ледников.

Для выявления климатических условий существования ледников большое внимание было обращено на изучение «фоновых» гидрометеорологических элементов по территории Полярного Урала и прежде всего на распределение снежного покрова в горах. С этой целью экспедицией были предприняты снегомерные съемки с полным пересечением хребта с запада на восток по горным долинам, а также снегосъемки на плато, лежащих на различных высотах. Для более детального изучения закономерностей формирования, изменения и таяния снежного покрова и ледников, а также формирования стока в верхнем течении реки Б. Хадата был выбран опытный бассейн (площадь 135 км²), в ряде точек которого велись комплексные гидрометеорологические наблюдения. Этот опытный бассейн по характеру и направленности проводимых в нем работ похож на ряд опытных гидрологических бассейнов в горах СССР (например, бассейн реки Чон-Кзылсу на Тянь-Шане) и «снежных лабораторий» в горах США (Верхняя Колумбия, Вилламетбассейн, Центральная Сиерра). Однако физико-географические особенности в опытном бассейне Б. Хадаты весьма своеобразны и не повторяются ни в одном из известных опытных бассейнов. В то же время они характерны для гольцовой зоны Урала и в значительной степени для других горных районов земного шара.

Экспедицией проводились маршрутные исследования ледников, а также следов древних оледенений в горах Урала и на предгорных равнинах.

В конце 1959 г. было принято решение о продолжении гляциологических исследований на Полярном Урале. Эти исследования по несколько сокращенной по сравнению с периодом МГГ программе продолжались в течение 1960—1962 гг. С 1963 г. Полярно-Уральская экспедиция приступила к проведению наблюдений по международной программе за колебаниями ледников, продолжающихся по настоящее время. Одновременно сотрудниками экспедиции проводится ряд тематических экспериментальных исследований.

В течение 1957—1964 гг. в основном были выявлены и описаны новые ледники северных районов Урала. Уже в первый год работы экспедиции (1957 г.) А. О. Кеммерихом был открыт самый северный на Урале очаг современного оледенения в хребте Оче-Ныр. Он обнаружил и обследовал пять ледников [106, 148]. В 1958 г. на основании изучения материалов аэросъемок в северной части Урала Л. С. Троицкий выявил еще 27 ледников, из которых большая часть была обследована [283, 284]. Одновременно работа по выявлению ледников по аэрофотоснимкам проводилась Л. Д. Долгушиным [108]. В 1959 г. А. О. Кеммерих обнаружил еще один ледник на Тельпосском хребте, самый южный из известных ледников на Урале. В 1960 г. Л. С. Троицкий на основании изучения аэросъемочных материалов обнаружил несколько новых очагов современного оледенения в южной части Полярного Урала. В мас-

* Строительство станций, организация и методы проведения работ подробно описаны в «Материалах гляциологических исследований Псыярно-Уральской экспедиции» [285].

сивах Вайкар-Сыньинском, Пай-Ер, Рай-Из, а также на хребтах Харбей-Хой, Ханмей-Хой и Малом Пайпудынском им было выявлено более 40 каровых и присклоновых ледников [286]. Небольшой каровый ледник обнаружен А. О. Кеммерихом в 1961 г. на массиве Борзова. В 1964 г. Л. Д. Долгушиным в результате тщательного дешифрирования аэрофотоснимков были выявлены еще 20 небольших ледников на Приполярном Урале.

Всего на Урале на 1 марта 1964 г. насчитывается 143 ледника общей площадью 28,5 км² (см. табл. 1).

Из анализа размещения известных нам теперь ледников и маршрутов первых исследователей Полярного и Приполярного Урала становится ясным, почему ледники ими не были замечены. Маршруты первых исследователей пролегали обычно в стороне от мест расположения ледников, а если они и проходили в непосредственной близости от них, то только в первой половине лета, когда поверхность льда была еще покрыта сезонным снегом. Так, Э. Гофман прошел вдоль восточного подножья хребта Сабля в середине июня 1850 г., когда все ледники были еще покрыты глубоким снегом * [85]. В конце июня в районе Хадатинских озер работала также экспедиция П. Ф. Крузенштерна [163] и другая, более поздняя (1909 г.), руководимая О. О. Баклундом [25].

В период МГГ и последующие годы основные научные работы Полярно-Уральской экспедиции выполняли Л. С. Троицкий, В. Г. Ходаков, В. Б. Куинджи, А. С. Гуськов, В. И. Михалев, И. М. Лебедева, В. Н. Адаменко, Л. А. Живкович. Научное руководство проводимыми работами и подготовкой монографии осуществлялось Л. С. Троицким.

В работах экспедиции приняли также участие гидрологический отряд А. О. Кеммериха (1957, 1958 и 1961 гг.), термометрический отряд Е. Н. Цыкина (1958, 1959 гг.), фототеодолитные отряды В. И. Авгевича, Г. Д. Черемныха, П. Н. Бруевича и Д. Г. Цветкова (1957—1963 гг.) и геофизический отряд Б. А. Боровинского (1961 г.).

Результаты исследований Полярно-Уральской экспедиции обобщены в ряде статей ее сотрудников. Первичные материалы наблюдений за период МГГ (1957—1959 гг.) изданы в 13 томах общим объемом свыше 200 печатных листов.

Настоящая монография является коллективным трудом, написанным основными участниками экспедиции. При составлении монографии помимо материалов экспедиции были также использованы многочисленные опубликованные работы, фондовые материалы, данные климатических справочников и ежегодников по северным районам Урала и прилегающих к нему равнин. Поскольку текстовая часть монографии была завершена в начале 1964 г., в ней приводятся ссылки на работы, опубликованные по 1963 г. включительно.

Авторы обращают внимание читателя на то, что в имеющихся в монографии математических формулах индексация выдержана только внутри глав. Одним и тем же символом в различных главах иногда обозначаются разные понятия, что связано с укоренившимися системами обозначений.

* В опубликованном отчете Э. Гофмана имеются опечатки. Вместо 17, 27 и 30 июня 1850 г. напечатано 17, 27 и 30 июля 1850 г. [85, стр. 182—186], что легко может привести читателя к неправильному выводу относительно большой заснеженности территории Приполярного Урала во второй половине июля.

Глава I

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА И МОРФОЛОГИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА

Урал как складчатая зона сформировался в эпоху герцинского орогенеза. В течение мезозоя он подвергался интенсивным процессам денудации, с nivelировавшим высокогорную страну до состояния пенеплена. Этому способствовали также морские трансгрессии (верхнеюрская, верхнемеловая, палеогеновая), покрывавшие окраинные области уральского пенеплена, а местами, по-видимому, и водораздельную зону. В мезозое Урал испытывал неоднократные сводовые поднятия, завершившиеся каждый раз полной пенепленизацией страны [102].

В олигоцене — миоцене в пределах уральской пенепленизированной зоны начали появляться крупные сводовые и сводово-глыбовые поднятия, приведшие к формированию орографически выраженного горного хребта [61, 216, 219]. Суммарные положительные движения за неоген-четвертичное время в северных районах Урала оцениваются в 700—1000 м [151].

Основные особенности орографии Урала определяются его геотектоническим строением. В геолого-структурном отношении Уральский хребет представляет собой сложно построенную линейную, преимущественно меридионально вытянутую складчатую структуру — Уральский мегаантиклинорий. Главным поднятием Уральского мегаантиклинория является Центрально-Уральский антиклинорий, составляющий осевую часть хребта. Он сложен сильно дислоцированными метаморфическими и глубинными магматическими породами протерозоя, кембрия и ордовика. С запада Центрально-Уральский антиклинорий окаймляет Предуральский краевой прогиб, заполненный осадочными породами среднего и верхнего палеозоя. Эта структура соответствует предгорным участкам Печорской низменности. К востоку от Центрально-Уральского антиклинория протягиваются крупные Тагило-Войкарский и Щучинский синклинорий, сложенные осадочно-вулканогенными образованиями среднего палеозоя. Вдоль восточной границы Центрально-Уральского антиклинория прослеживается также полоса основных и ультраосновных пород (габбро, дунитов, перидотитов), диоритов и гранитов, связанных с существованием на границе структурных крупных глубинных разломов [263]. Синклинорная зона охватывает восточную часть хребта, предгорья и резко погружается под трансгрессивно налегающие на нее мезо-кайнозойские отложения Западно-Сибирской низменности.

Наиболее широкие участки хребта приурочены к зоне расширения и поднятия оси Центрально-Уральского антиклинория. Всеми исследователями отмечается хорошее совпадение главных орографических элементов (хребтов, кряжей, увалов, межгорных депрессий) с общим простираем геологических структур. Очень часто высокие хребты приурочены к антиклинальным поднятиям с выходами наиболее устойчивых к денудации пород нижних структурных этажей. Межгорные депрессии, напротив, большей частью соответствуют синклинальным прогибам, где выходят породы, легче поддающиеся размыву. На этом основании многие исследователи делали вывод о пассивном отражении древних структур в современном рельефе, считая его литоморфным, обязанным длительному воздействию селективной эрозии [36, 58, 60, 61]. Однако в настоящее время все большее признание находит мнение об активной роли древних структур и значительном участии разломов в создании рельефа Урала [44, 135, 271, 322 и др.]. Новейшими сводово-глыбовыми движениями с участием процессов мерзлотно-солифлюкционной денудации многие исследователи объясняют образование разновысотных древних поверхностей выравнивания, которые являются одной из характерных особенностей рельефа Урала, придающих ему урусное строение.

Наряду с эрозионным расчленением на формирование рельефа северных районов Урала оказали воздействие нивально-ледниковые процессы, обусловившие образование типично альпийских форм рельефа (каров, трогов, зубчатых гребней и т. п.).

При всей общности крупнейших черт рельефа северных районов Урала отдельные его области, хорошо укладывающиеся в принятую схему деления на Полярный (северная и южная части), Приполярный и Северный Урал, обладают рядом присущих им особенностей, что делает целесообразным рассмотрение нами каждой области отдельно. Основное внимание при этом обращается на выявление наиболее общих черт рельефа, характеризующих прежде всего орографическую базу современного и древнего оледенения хребта, а также установление основных закономерностей в пространственном размещении гляциальных форм рельефа. Ряд дискуссионных вопросов, касающихся происхождения четвертичных отложений и формирования рельефа Урала, рассмотрен нами в гл. VIII.

Полярный Урал по характеру рельефа и геологическому строению может быть разделен на северную и южную резко различающиеся части.

Северная часть Полярного Урала (от г. Константинов Камень до долины р. Сось) представляет собой систему параллельных хребтов и массивов северного или север-северо-восточного направления, разделенных продольными (меридиональными) и поперечными (широтными) речными долинами и межгорными депрессиями. Полярный Урал, начинаясь от г. Константинов Камень (492 м) узким (до 5—7 км) хребтом высотой 500—600 м, резко расширяется на широте $68^{\circ}20'$ и полосой шириной 60—70 км прослеживается до долины р. Сось. В районе кряжа Енгане-Пэ общая ширина хребта достигает 100 км. Абсолютные высоты хребтов северной части Полярного Урала не превышают 1000—1200 м и лишь отдельные вершины достигают высоты более 1300 м (гора Нэтэм-Пэ в хребте Оче-Ныр — 1363 м, гора Ханмей — 1324 м).

Основной фон геологического строения северной части Полярного Урала составляют пять хорошо выделяющихся структурно-литологических зон (с запада на восток): 1) зона слабо метаморфизированных известняков и глинистых сланцев карбона и девона западного подножия хребта; 2) зона метаморфических зеленых сланцев, кварцитов и кварцитовидных песчаников ордовика и силура, слагающих западную и водораздельную части хребта; 3) зона гнейсов, альбитовых амфиболитов и

кристаллических сланцев с инъекциями гранитов в центральной полосе хребта; 4) зона ультраосновных (габбро-перидотитовых) интрузий восточной части хребта; 5) зона эффузивов, туфов и известняково-сланцевых толщ силура и девона, составляющая коренной цоколь Приобской тундры и местами восточные предгорья хребта.

Западный склон Полярного Урала более крутой, чем восточный; почти на всем протяжении он резко обрывается к предгорным депрессиям (Карская, Усинская), отделяющим от подножия гор гряды предгорных увалов-мусюргов (250—300 м над ур. моря), сложенных породами верхнего палеозоя.

Восточный склон спускается постепенно, местами несколькими ярусами к широкой полосе предгорных увалов, представляющих собой слабо приподнятые участки зауральского пенеплена, с отметками 300—350 м. Здесь особенно наглядно можно видеть, насколько уральская складчатая зона шире орографически выраженного хребта.

Глубина расчленения северной части Полярного Урала исключительно велика. Днища долин и межгорных депрессий даже в центральной части хребта имеют часто те же абсолютные высоты, что и прилегающие к горам равнины. Так, сквозные перевальные долины в верховьях рек Соби, Б. Хадаты, Малой Усы и М. Кары имеют высоты от 150 до 250 м над ур. моря. Поперечные и продольные долины рек и депрессии расчленяют поверхность гор на отдельные хребты и массивы, среди которых особенно выделяются в рельефе хребты Оче-Нырды, Б. и М. Пайпудынский, Ханмейский, массивы Енгане-Пэ, Борзова, Марун-Кеу, Сьум-Кеу и др. Относительные высоты хребтов достигают 800—1000 м. В ряде случаев высокие хребты отделены один от другого обширными межгорными депрессиями до 3—4 км шириной (Пайпудынская, Нияюская) или широкими с плоскими днищами речными долинами (верховья рек Щучьей, Лонгот-Югана, Байдараты и др.).

Многие речные долины, наоборот, сильно сужены, имеют каньонобразный профиль, а в верховьях принимают вид ущелий. При впадении в главную долину притоки образуют обширные конусы выносов, являющиеся нередко причиной возникновения в верховьях рек крупных подпруженных озер (Б. и М. Хадата-Юган-Лор, Усва-Ты, Кузь-Ты и др.). Встречаются глубокие озера тектонического происхождения (Б. и М. Щучьи) [107]. Многие озера на перевальных участках сквозных долин и в предгорьях образовались в результате солифлюкционного подпруживания [293].

Характерной орографической чертой северной части Полярного Урала является асимметрия положения главного водораздела, который сильно смещен к западу.

Для северной части Полярного Урала характерно развитие широких платообразных поверхностей, лежащих на различных высотных уровнях. На поверхности плато и склонах хребтов прекрасно развиты нагорные террасы, среди которых нередко возвышаются усеченные останцы-тумпы. Эти плато, особенно хорошо развитые в восточной половине хребта, представляют собой поднятые древние денудационные поверхности, преобразованные мерзлотно-солифлюкционными процессами (рис. 1).

Западная половина хребта расчленена значительно сильнее восточной. Наряду с платообразными и округлыми вершинами здесь встречаются участки типичного альпийского рельефа с острыми гребнями, пиками и прекрасно развитыми карами (рис. 2), в последних нередко залегают современные ледники, снежники и глубокие озера. Альпийский рельеф особенно четко выражен в хребте Оче-Нырды и в районах озер Б. и М. Щучьих, Б. и М. Хадата-Юган-Лор. В восточной половине хребта кары и другие ледниковые формы рельефа отсутствуют, что придает резкий морфологический контраст западной и восточной частям горной области (рис. 3).



Рис. 1. Плосковершинный рельеф к востоку от оз. Б. Хадата-Юган-Лор
(Фото Л. С. Троицкого)



Рис. 2. Альпийский рельеф к западу от оз. Б. Хадата-Юган-Лор
(Фото Л. С. Троицкого)

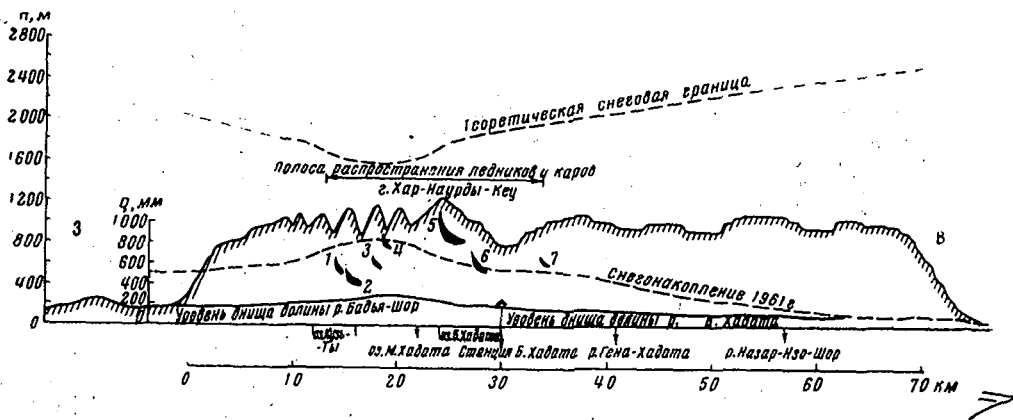


Рис. 3. Гляциоорографический профиль через Полярный Урал (67,5° с. ш.)
 Ледники: 1 — Чернова, 2 — Обручева, 3 — Шумского, 4 — Авсюка, 5 — ИГАН, 6 — Анучина,
 7 — Фотогеодезистов

Южная часть Полярного Урала (к югу от долины р. Сось) представляет собой сильно суженный (до 25—30 км) водораздельный хребет, простирающийся в юго-западном направлении более чем на 200 км (до горы Колокольня). Северную часть хребта составляет массив Рай-Из, южнее — массивы Пай-Ер и Войкар-Сыньинский. Абсолютные высоты хребта достигают 1100—1200 м, а гора Пай-Ер — наивысшая вершина всего Полярного Урала — 1500 м. Склоны хребта большей частью круто спускаются к предгорным депрессиям, которые отделяют от подножия гор предгорные гряды с абсолютными высотами до 350—400 м.

Водораздельный хребет южной части Полярного Урала почти на всем протяжении сложен породами перидотитового комплекса и лишь между массивами Рай-Из и Пай-Ер пониженная часть хребта длиной 15—20 км сложена кристаллическими сланцами (депрессия Хара-Матолоу). По западному склону хребта перидотиты контактируют с полосой метаморфических сланцев, слагающих также холмисто-увалистые предгорья; по восточной периферии хребта развиты в основном породы габбро-диоритового комплекса.

Южная часть Полярного Урала имеет характер плато, сильно расчлененных глубокими долинами, трогами и карами. Глубина расчленения достигает 600—800 м, однако горный доколь приподнят и днища долин в их верховьях лежат на высоте 600—700 м. В нескольких местах хребет перебит сквозными долинами, перевальные участки которых имеют абсолютные высоты не ниже 350—500 м (перевалы Хойла, Кокпельский, Хайма). Вследствие большой расчлененности многие междуречные участки плато превратились в узкие перемычки, ширина которых нередко меньше ширины долин. В ряде случаев участки хребта имеют вид зубчатых гребней, дальнейшее расчленение которых ведет к обособлению отдельных вершин, приобретающих форму пиков. Многие долины имеют типичный троговый характер с отчетливыми признаками горно-долинного оледенения. О деятельности ледников свидетельствует также ступенчатый продольный профиль трогов, цепочки переуглубленных озер, подпруженные ригелями, мощные конечно-моренные комплексы. Хорошо выраженные ледниковые формы рельефа встречаются до подножия хребта как на восточном, так и на западном его склонах.

Приполярный Урал — наиболее высокая область Урала, соответствующая наибольшему поднятию Центрально-Уральского антиклинория, образующего здесь обширный свод. Общая ширина орографически выраженного Приполярного Урала на широте 65° с. ш. достигает 150 км. Средняя высота хребтов в осевой зоне 1300—1400 м; многие

вершины превышают 1700 м (гора Народная — самая высокая вершина Урала — 1895 м, гора Карпинского — 1803 м, гора Манарага — 1820 м). Система виргирующих хребтов в северной части Приполярного Урала меняет меридиональное направление на северо-восточное в соответствии с изменением простирающихся основных геологических структур (хребты Сабля, Обе-Из, Саледы, Малды, Исследовательский, Народно-Итъянский и др.). На западе склоны хребтов резко поднимаются над прилегающей Печорской низиной. Восточный склон спускается постепенно через возвышенности среднегорной и увалистой полосы к Ляпинской депрессии (150—200 м), отделяясь от последней хорошо выраженным уступом местами высотой до 300 м.

Осевая зона Центрально-Уральского антиклинория сложена метаморфическими породами протерозойского и нежнепалеозойского возраста, прорванными мощными интрузиями гранитов и гранитоидов. С запада она контактирует с зоной осадочных пород среднего и верхнего палеозоя, слагающих холмисто-увалистые предгорья, с востока — с зоной зеленокаменных вулканогенно-осадочных пород среднего палеозоя, занимающих восточную окраину гор и их предгорья, скрывающейся под покровом мезо-кайнозойского чехла Ляпинско-Сосьвинской депрессии. На границе центральной и восточной зон развиты породы габбро-перидотитового комплекса.

В рельефе Приполярного Урала отчетливо выделяется западная и центральная повышенные полосы с широким развитием альпийского рельефа (в интервале высот 1000—1800 м) и восточная полоса среднегорного плосковершинного рельефа (500—800 м) с полным отсутствием гляциальных форм [105]. Горный цоколь Приполярного Урала значительно приподнят, и, хотя глубина расчленения также велика (до 800—1000 м), днища речных долин и трогов в повышенной полосе гор лежат на абсолютных высотах от 600 до 800 м, а их верховья — до 900—1000 м. Восточные склоны хребтов в западной части горной области изъедены многочисленными карами и цирками, в днищах которых находятся озера или залегают небольшие ледники и снежники. Многие хребты имеют вид зубчатых гребней, а отдельные вершины превращены в карлинги. В типичных троговых долинах встречаются гряды конечных и боковых морен и холмисто-моренный рельеф. Для плосковершинных поверхностей как западной повышенной, так и восточной среднегорной полосы характерно широкое развитие нагорных террас.

Северный Урал, простирающийся от горы Тельпос-Из (64° с. ш.) до Косьвинского Камня (59° 30' с. ш.), состоит из ряда параллельных хребтов и кряжей меридионального протяжения, разделенных продольными депрессиями и поперечными долинами верховий рек Шугора, Илыча, Печоры, Вишеры и др. Геологическое строение Северного Урала в основных чертах сходно с Приполярным Уралом. В осевой полосе горной области в рельефе выделяются хребты Тельпосский с наивысшей для Северного Урала вершиной Тельпос-Из (1617 м), Поясовый Камень и ряд других, имеющих высоты более 1000 м. Вершины хребтов плоские или округлые с хорошо развитыми нагорными террасами, среди которых местами возвышаются башнеобразные останцы. В Тельпосском хребте распространены типичные горно-гляциальные формы — кары, цирки, а также находятся самые южные на Урале ледники.

Ряд высоких обособленных массивов расположен на Зауральской предгорной гряде, из которых наибольшей высоты достигают горы: Чистоп (1292 м), Денежкин Камень (1498 м), Конжаковский Камень (1569 м), Косьвинский Камень (1519 м), сложенные интрузиями ультраосновных пород (дуниты, перидотиты). Восточный склон этих массивов круто обрывается к Западно-Сибирской низменности. С запада, на расстоянии 30—50 км осевую горную полосу Северного Урала сопро-

вождает цепь предгорных гряд, так называемых парм с наибольшими высотами от 500 до 700 м над ур. моря. Пармы отделены от высоких хребтов широкими продольными депрессиями. Общая ширина горной полосы составляет 50—60 км, а вместе с предгорными грядами — 80—100 км. Следует отметить, что следы древнего горного оледенения в виде каров и цирков, хорошо развитые на Северном Урале до 63°, быстро затухают к югу и под 60° с. ш. исчезают совсем [41, 58].

2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ

К настоящему времени на Урале выявлено 143 ледника общей площадью свыше 28 км². Во многих районах, особенно на Полярном Урале, широко распространены также многолетние снежники, существенно дополняющие общую картину современного оледенения хребта. Ледники и снежники в сочетании с вечной мерзлотой являются мощными агентами денудации, формирующие рельеф гольцевого пояса северных районов Урала. Ареал распространения современных ледников простирается более, чем на 500 км от северной оконечности Урала до Тельпосского хребта (рис. 4 и 5). Основные сведения о ледниках приведены в табл. 1.

Ледники располагаются группами, образуя отдельные очаги оледенения, приуроченные к наиболее возвышенным и расчлененным участкам хребта (рис. 6). Наибольшее количество ледников сосредоточено в северной части Полярного Урала между 68°10' и 67°30' с. ш., Второй район современного оледенения расположен в южной части Полярного Урала (67°00' — 66°30' с. ш.), третий — на Приполярном Урале (65°20' — 64° с. ш.). Самые южные ледники находятся уже в пределах Северного Урала — на Тельпосском хребте (63°58' с. ш.).

Далее на юг распространены снежники-перелетки, появляющиеся впервые на Конжаковском камне (59°30' с. ш.) [41]. Однако между 60 и 63° с. ш. снежники-перелетки встречаются сравнительно редко, и только к северу от 63° с. ш. число их значительно возрастает. На Приполярном и Полярном Урале снежники-перелетки составляют характерную черту ландшафта: они распространены как в западной, так и в восточной частях хребта, а на Полярном Урале даже в предгорьях и на прилегающих равнинах. Большое число русловых и присклоновых снежников, например, встречалось нами в предгорной и увалистой полосе восточного склона Полярного Урала, вплоть до побережья Байдарацкой губы. Интересно отметить, что на западном берегу Байдарацкой губы, между реками Немзи-Яха и Нундерма-Яха, мы встретили навесной клиффовый ледник-снежник длиной (вдоль склона) до 1 км и шириной до 15 м, расположенный под береговым обрывом и подвергающийся абразии морем в период приливов.

Наибольшее число снежников (по данным аэрофотосъемки 1958 г.) располагается в южной части Полярного Урала, на массивах Пай-Ер и Войкар-Сыннинском. По нашим подсчетам, снежники занимают здесь от 2 до 5% площади наиболее высокой зоны хребта. От года к году общая площадь снежников существенно изменяется в зависимости от условий снегонакопления и таяния. Значительно более широкий ареал распространения снежников, в том числе и за пределами горной области Урала, объясняется тем, что питание их обеспечивается метелевым переносом снега, проявляющимся весьма интенсивно не только в горах, но и на низменностях, где выпадает сравнительно небольшое количество твердых осадков.

Важнейшей закономерностью в размещении ледников на Урале является приуроченность их к западной половине хребта. Эта закономерность особенно проявляется в расширенных частях Полярного и Приполярного Урала. Так, на Полярном Урале (севернее 67°30') все ледники

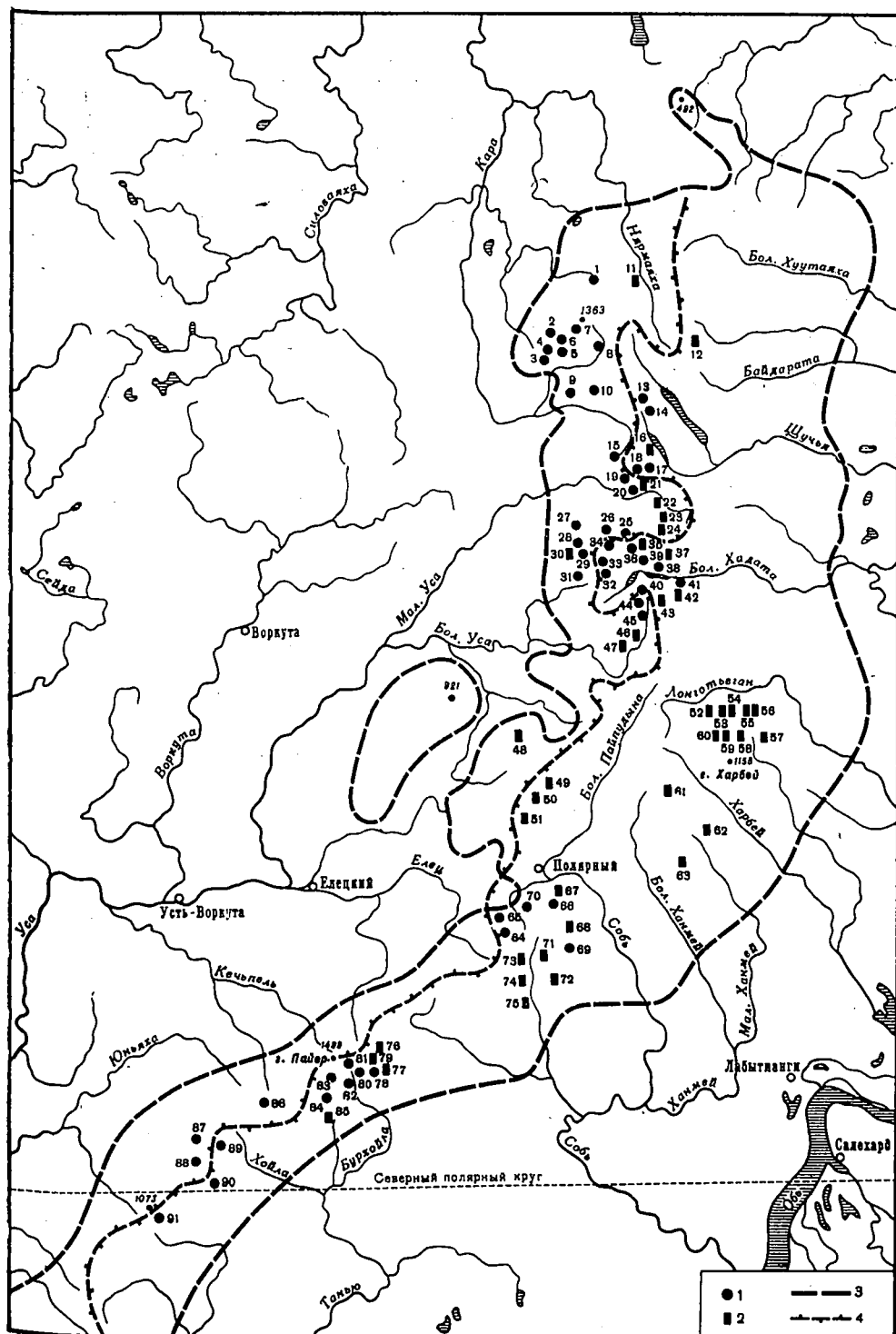


Рис. 4. Схема размещения ледников Полярного Урала

1 — каровые ледники, 2 — присклоновые ледники, 3 — граница гор, 4 — главный водораздел.
Цифры на схеме — номера ледников (см. табл. 1)

2 Оледенение Урала

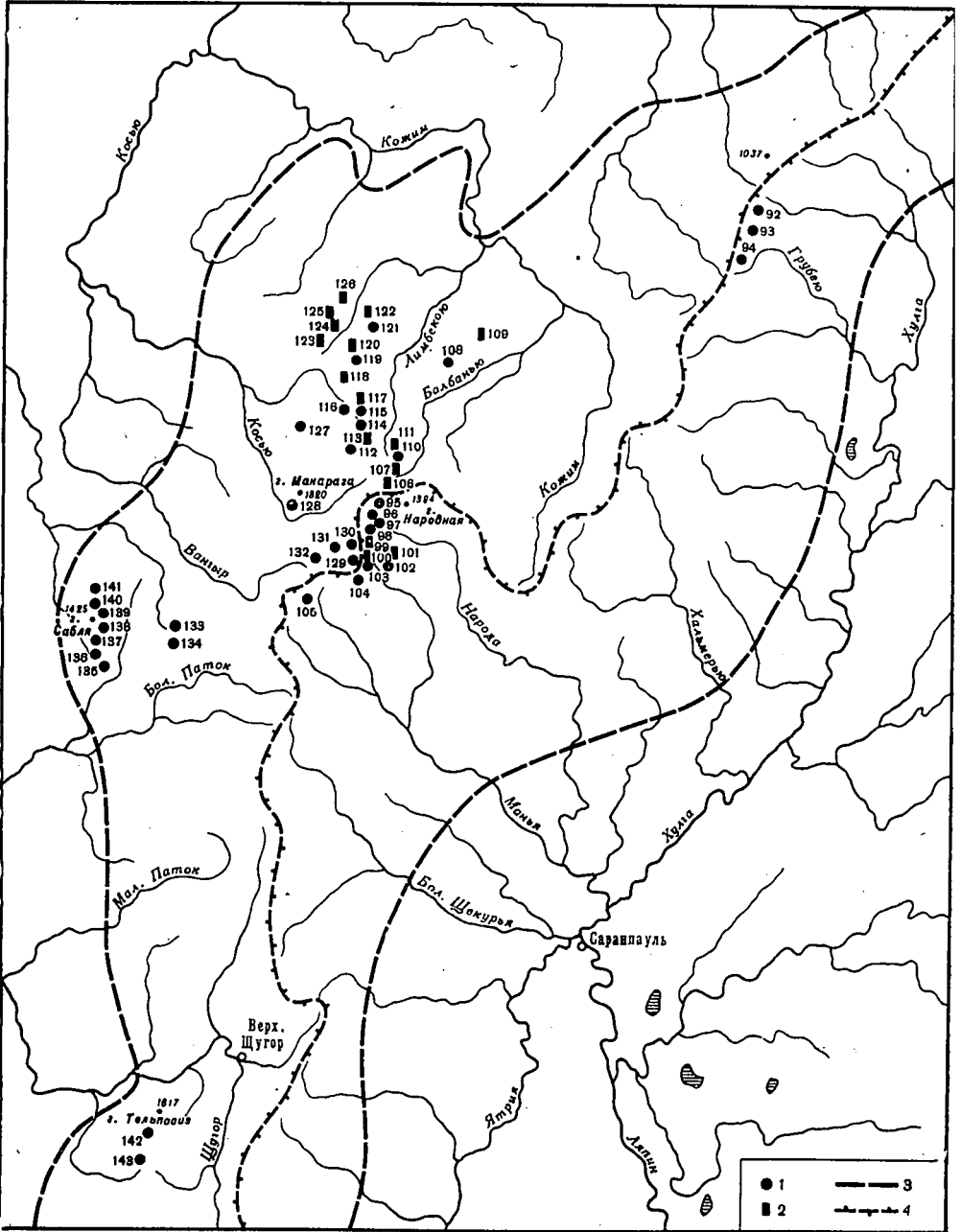


Рис. 5. Схема размещения ледников Приполярного и Северного Урала
 Обозначения те же, что на рис. 4

Сводный список ледников Урала

Ледник и его номер на рис. 4 и 5	Местоположение	Тип	Экспозиция	Длина, м	Максимальная ширина, м	Площадь, км ²	Абсолютная высота, м	
							конца ледника	окружающих вершин
Северная часть Полярного Урала								
1. Алешкова *	Гора Лядгей, правый приток р. Очеты-Вис	Каровый	ВЮВ	1200	600	0,53	750	1100
2. Парус	Хр. Оче-Нырды, исток ручья Парус-Шеля-Шор	»	С	350	300	0,09	800	1200
3. Боча *	Хр. Оче-Нырды, бассейн р. Б. Кары	»	В	400	600	0,22	660	1000
4. Долгушина *	То же	»	ВСВ	1400	720	0,92	725	1200
5. Московского института инженеров геодезии, аэрофотоаэрограммы и картографии (МИИГА и К) *	» »	»	В	1000	750	0,50	640	1150
6. Международного геофизического года (МГГ) *	» »	»	ВЮВ	1425	600	0,63	690	1320
7. Терентьева *	» »	»	ВЮВ	1100	350	0,30	600	1320
8. Тушинского	Гора Лымбато-Пэ, бассейн р. Б. Кары	»	В	300	500	0,13	687	980
9. Троицкого *	Массив Борзова, бассейн р. Б. Кары	»	ВСВ	250	500	0,12	660	1000
10. Одинокий	То же	Присклоновый	В	250	300	0,06	400	900
11. Тенгиз	Бассейн оз. Тенгиз	»	В	350	500	0,18	650	940
12. Хуутинский	Исток р. Хуута-Яга	»	В	400	660	0,18	750	1200
13. Щучий	Исток р. Б. Щучей	Каровый	В	1200	800	0,70	720	1180
14. Тронова	То же	»	ВСВ	750	360	0,23	700	1100
15. Карский	Исток р. М. Кары	»	С	1400	720	0,80	620	1100
16. Пальгова	Бассейн оз. М. Щучье	Присклоновый	В	300	700	0,14	740	1000
17. Сынок	То же	Каровый	В	550	570	0,25	710	1000
18. Московского Государственного Университета (МГУ) *	» »	Карово-долинный	В	2200	1200	1,16	640	1100
19. Маркова	Северный приток р. М. Усы, выше оз. Усьва-Ты	Каровый	В	750	420	0,30	820	1000
20. Малыш	То же	Присклоновый	В	550	450	0,14	850	950
21. Федорова	» »	»	В	500	1000	0,24	700	950
22. Прилепыш	Истоки р. М. Усы	»	В	250	750	0,16	750	900

Таблица 1 (продолжение)

Ледник и его номер на рис. 4 и 5	Местоположение	Тип	Экспозиция	Длина, м	Максимальная ширина, м	Площадь, км ²	Абсолютная высота, м		
							конца ледника	окружающих вершин	
23. Рогатый	Истоки р. М. Усы	Лощинный	СВ	1800	200	0,29	650	1000	
24. М. Усинский	То же	Присклоновый	В	250	900	0,14	660	800	
25. Хабакова	Истоки левого притока р. М. Усы, ниже оз. Усьва-Ты	Каровый	СВ	900	450	0,35	658	1000	
26. Калесника *	То же	»	ССВ	660	600	0,30	740	1150	
27. Берга *	Бассейн ручья Чан-Шор, левого притока М. Усы	»	В	1050	600	0,42	400	1000	
28. Ковальского *	То же	»	С	350	700	0,21	687	1130	
29. Лепехина *	»	»	С	330	330	0,10	750	1100	
30. Новый	Истоки ручья Кузь-Рузь-Ты-Вис	Присклоновый	СВ	350	300	0,06	880	1000	
31. Чернова *	Истоки ручья, впадающего в оз. Кузь-Ты	Каровый	В	630	530	0,27	529	1100	
32. Обручева *	Верховье ручья Обручева, впадающего с запада в оз. М. Хадата	»	В	1000	500	0,40	390	1075	
33. Шумского *	Истоки ручья, впадающего с северо-запада в оз. Б. Хадата	»	ВСВ	570	600	0,25	560	1150	
34. Авсюка *	То же	»	В	750	300	0,18	750	1110	
35. Скрытый	Истоки ручья, впадающего с севера в оз. Б. Хадата	Присклоновый	В	300	600	0,13	800	1050	
36. Авгевича	То же	Каровый	В	500	350	0,15	800	1030	
37. Олений *	Северный приток в истоках р. Б. Хадаты	Присклоновый	В	350	500	0,12	650	800	
38. Станционный *	То же	Карово-висячие (два)	В	200	150				
	»	»		220	140	0,07	600	800	
39. Анучина *	»	»		600	300	0,17	530	950	
40. Института географии АН СССР (ИГАН) *	Гора Хар-Наурды-Кеу, бассейн оз. Б. Хадата и частично истоков р. Б. Усы	Каровый	В	1800	1500	1,25	790	1240	
41. Фотогеодезистов *	Правый приток верховья р. Б. Хадаты	Каровый	В	200	400	0,06	592	850	
42. Придорожный *	Верховья р. Гена-Хадат.	Лощинный	В	120	1050	0,07	620	740	
43. Медвежий *	Истоки р. Гена-Хадаты	Присклоновый	В	250	1050	0,14	730	900	
44. Баклунда *	Истоки р. Б. Усы	Каровый	В	670	400	0,24	900	1150	
45. Кулика *	То же	»	В	730	400	0,22	780	1130	
46. Б. Усинский	Правый приток верховья р. Б. Усы	Присклоново-долинный	ВСВ	450	1900	0,70	720	1050	
47. Ленточный	То же	Лощинный	В	100	750	0,05	770	850	
48. Бадьяшорский	Истоки р. Бадья-Шор (приток р. Есто-Вис)	Присклоновый	СВ	250	320	0,10	800	1050	
49.	Хр. М. Пайпудынский, исток р. М. Пайпудыны	»	В	230	650	0,11	800	1000	
50.	То же	»	ЮВ	140	400	0,03	920	1000	
51.	»	»	ССВ	200	150	0,03	840	1080	
52.	Хр. Харбей-Хой, бассейн р. Лонгот-Юган	Присклоновый	В	200	200	0,03	750	880	
53.	Хр. Харбей-Хой, гора Минисей, бассейн р. Лонгот-Юган	Присклоновый	СВ	230	310	0,06	900	1150	
54.	Хр. Харбей-Хой, гора Минисей, бассейн р. Лонгот-Юган	»	СВ	200	200	0,02	850	1070	
55.	То же	»	ВСВ	140	480	0,05	900	1110	
56.	Хр. Харбей-Хой, истоки р. Лапта-Юган	»	ЮВ	150	240	0,02	940	1050	
57.	То же	Лощинный	ВЮВ	110	1000	0,08	700—800	1050	
58.	Хр. Харбей-Хой, истоки р. М. Харбей	Присклоновый	ВЮВ	140	400	0,04	800	1000	
59.	То же	»	ЮВ	70	300	0,02	840	1000	
60.	»	»	ВЮВ	170	700	0,07	800	1070	
61.	Хр. Харбей-Хой, истоки р. Бадья-Юган (приток р. Б. Харбей)	Карово-висячий	СВ	250	120	0,03	600	900	
62.	Гора Ханмей, истоки правого притока р. Б. Харбей	Присклоновый	ЮВ	150	300	0,04	750	1000	
63.	Хр. Ханмей-Хой, верховье р. М. Ханмей	»	В	250	250	0,04	700	880	
Южная часть Полярного Урала									
64. Собский	Хр. Рай-Из, истоки р. Соби	Каровый	ВЮВ	650	450	0,29	632	1100	
65.	То же	»	ЮВ	400	300	0,07	800	1160	
66. Кеммериха	Хр. Рай-Из, истоки р. Нырдомэн-Шор	»	В	350	750	0,17	968	1200	
67.	То же	Присклоновый	СВ	200	350	0,06	800	1000	
68.	»	»	СВ	200	300	0,05	880	1100	
69. Райизский	Хр. Рай-Из, левый приток р. Енга-Ю	Каровый	ЮЮВ	550	450	0,17	720	1000	
70. Заварицкого	Хр. Рай-Из, истоки р. Енга-Ю	»	В	750	650	0,40	920	1170	
71.	То же	Присклоновый	В	200	400	0,06	720	—	
72.	Хр. Рай-Из, правый приток р. Енга-Ю	»	ЮВ	250	300	0,03	700	—	
73.	Хр. Рай-Из, верховье р. Макар-Рузь	»	ЮЮВ	450	250	0,07	750	—	
74.	То же	»	Ю	200	300	0,06	650	—	
75.	»	»	ЮЮВ	300	400	0,08	500	—	
76.	Массив Пай-Ер, истоки р. М. Хара-Матолоу	Присклоновый	ЮВ	280	300	0,06	900	1300	
77.	То же	»	В	300	750	0,16	740	1000	
78. Бурхойлинский	Массив Пай-Ер, истоки р. Бур-Хойла	Каровый	Ю	600	550	0,29	880	1150	

Таблица 1 (окончание)

Ледник и его номер на рис. 4 и 5	Местоположение	Тип	Экспозиция	Длина, м	Максимальная ширина, м	Площадь, км ²	Абсолютная высота, м		
							конца ледника	огибающих вершин	
79.	Массив Пай-Ер, истоки р. Бур-Хойла	Присклоновый	Ю	300	600	0,15	970	1150	
80.	То же	Каровый	В	550	450	0,24	900	1200	
81. Пайерский	Гора Пай-Ер, истоки р. Лек-Хойла	»	В	650	550	0,34	638	1499	
82. Лекхойлинский	То же	»	ЮВ	550	800	0,38	700	1150	
83. Падалки	Массив Пай-Ер, Верховья р. Левая Пай-Ера	»	В	650	750	0,47	680	1200	
84.	То же	»	СВ	400	400	0,14	680	950	
85.	» »	Присклоновый	В	500	1100	0,40	700	850	
86. Кечпельский	Истоки р. Левый Кечь-Пель	Каровый	ВСВ	450	700	0,29	780	1120	
87.	Левый приток р. Хойла-Вис	»	ВСВ	480	400	0,18	700	1000	
88. Софронова	То же	»	В	850	700	0,48	780	1050	
89. Хойлинский	Верховья р. Хойла	»	ЮВ	400	900	0,26	760	1000	
90.	Верховья р. Лагарта-Ю	»	ЮВ	550	400	0,18	600	800	
91. Лагортинский	Истоки р. Б. Лагорты	»	ЮВ	300	650	0,16	720	1070	
Приполярный Урал									
92. Городкова **	Хр. Народо-Итгинский, р. Хайма	Карово-висячий	В	300	—	0,06	950	1300	
93. Комарова **	Хр. Народо-Итгинский, р. Грубе-ю	Каровый	ВСВ	180	200	0,05	850	1300	
94. Варсанюфьевой **	То же	»	В	330	125	0,03	850	1190	
95. II МПГ	Хр. Исследовательский, р. Народа	»	ВСВ	670	800	0,30	1150	1650	
96. Югра	То же	»	В	860	430	0,25	1000	1600	
97. Манси	» »	»	ВСВ	1000	1100	0,75	1100	1700	
98. Манси-2	» »	»	ЮВ	400	270	0,10	1200	1700	
99.	» »	Лощинный	ЮВ	1100	180	0,08	1200	1600	
100.	» »	Присклоновый	СВ	400	180	0,04	1250	1500	
101. Малютка	» »	»	ЮВ	160	300	0,02	1250	1500	
102. Пектен	» »	Каровый; зачаточный	ВСВ	600	350	0,14	1350	1600	
103. Хобе	Хр. Исследовательский, р. Хобе-ю	Каровый	ЮВ	950	420	0,30	1100	1600	
104. Мань-Хобе	То же	»	ССВ	800	400	0,25	1000	1600	
105. Парнук	Хр. Исследовательский, р. Парнук	Карово-висячий	ССВ	350	250	0,06	1000	1640	
106.	Хр. Исследовательский, исток р. Балбан-ю	Присклоновый	ССВ	160	240	0,03	1400	1800	
107. Балбан	Хр. Исследовательский, р. Балбан-ю	Каровый	ВСВ	450	400	0,15	1150	1500	
108.	Хр. Малды, р. Балбан-ю	»	ЮВ	270	200	0,04	960	1300	
109. Малды	То же	Присклоновый	ЮВ	400	1000	0,32	1350	1550	
110.	Хр. Исследовательский, Лимбеко-ю	Каровый	СВ	250	500	0,09	1050	1450	
111. Лимбеко	Хр. Сыня-Рузь, р. Лимбеко-ю	Присклоновый	В	300	1000	0,15	1220	1550	
112.	Хр. Вост. Саледы, р. Лимбеко-ю	Каровый	В	270	320	0,07	1100	1550	
113.	То же	Присклоновый	ССВ	240	380	0,06	1250	1550	
114. Рихтера	» »	Каровый	В	750	650	0,25	1200	1560	
115. Воейкова	» »	»	ВСВ	800	540	0,25	1050	1450	
116. Пон-ю	» »	Карово-висячий	С	80	380	0,03	1350	1450	
117.	» »	Каровый	СВ	190	270	0,03	980	1400	
118.	» »	Присклоновый	В	190	500	0,06	900	1300	
119. Григорьева	» »	Каровый	ЮВ	620	400	0,16	950	1300	
120.	» »	Присклоновый	В	200	500	0,06	1100	1300	
121. Хамбал	Хр. Вост. Саледы, р. Роцца-вож	Каровый	ВСВ	480	600	0,18	920	1300	
122. Сирина	То же	Присклоновый	СВ	320	850	0,25	950	1300	
123.	Хр. Зап. Саледы, р. Хамбал-ю	»	С	130	380	0,03	950	1250	
124.	То же	»	СВ	210	480	0,07	1050	1200	
125.	» »	»	СВ	270	750	0,13	1000	1200	
126. Конус	» »	»	СВ	130	320	0,03	850	1100	
127. Борзова	Гора Манарага, р. Недысей	Каровый	ССВ	270	320	0,06	1000	1400	
128. Манарага	Хр. Сыня-Рузь, р. Манарага	»	ВСВ	650	700	0,28	1160	1600	
129.	Хр. Исследовательский, р. Ломесь-вож	»	СЗ	800	420	0,25	1150	1600	
130.	То же	Карово-висячий	ССВ	300	200	0,05	1200	1600	
131.	» »	Каровый	ССВ	650	250	0,15	1250	1500	
132. Пывсян	» »	»	СВ	400	540	0,16	1050	1600	
133. Соседний	Хр. Вангыр-Патокский, р. Б. Паток	»	ЮВ	650	240	0,10	900	1300	
134. Патокский	То же	»	СВ	600	500	0,20	850	1350	
135. № 1 **	Хр. Сабля, р. Седь-ю	Карово-висячий	СВ	450	—	0,18	750	1400	
136. № 2 **	То же	»	В	300	—	0,14	800	1400	
137. № 3 **	» »	Каровый	Ю	600	—	0,25	650	1648	
138. Гофмана (№ 4) **	» »	»	СВ	1000	—	0,37	600	1648	
139. № 5 **	» »	Карово-висячий	СВ	350	—	0,07	650	1300	
140. № 6 **	» »	»	В	200	—	0,12	800	1400	
141. № 7 **	» »	Каровый	СВ	900	—	0,25	750	1400	
Северный Урал									
142. Говорухина*	Хр. Тельпос-Из, р. Мороя	Каровый	В	—	—	0,18	1060	1650	
143. Южный*	То же	»	В	500	—	0,20	820	1500	

Примечание. Размеры большинства ледников определены приближенно по нетрансформированным аэрофотоснимкам: для Приполярного Урала — по аэрофотосъемке 1957 г.; для Полярного Урала ледники с 1 по 48 — по аэрофотосъемке 1958 г., с 49 по 75 — по аэрофотосъемке 1953 г. и с 76 по 91 — по аэрофотосъемке 1958 г. Сведения о ледниках Полярного Урала приведены по данным Л. С. Троицкого, о ледниках Приполярного Урала — по данным Л. Д. Долгушина.

* Размеры ледников, полученные непосредственными измерениями и по планам 1958—1960 гг.

** Размеры ледников, приведенные по данным А. Н. Алешкова и В. С. Говорухина (1932—1933 гг.).

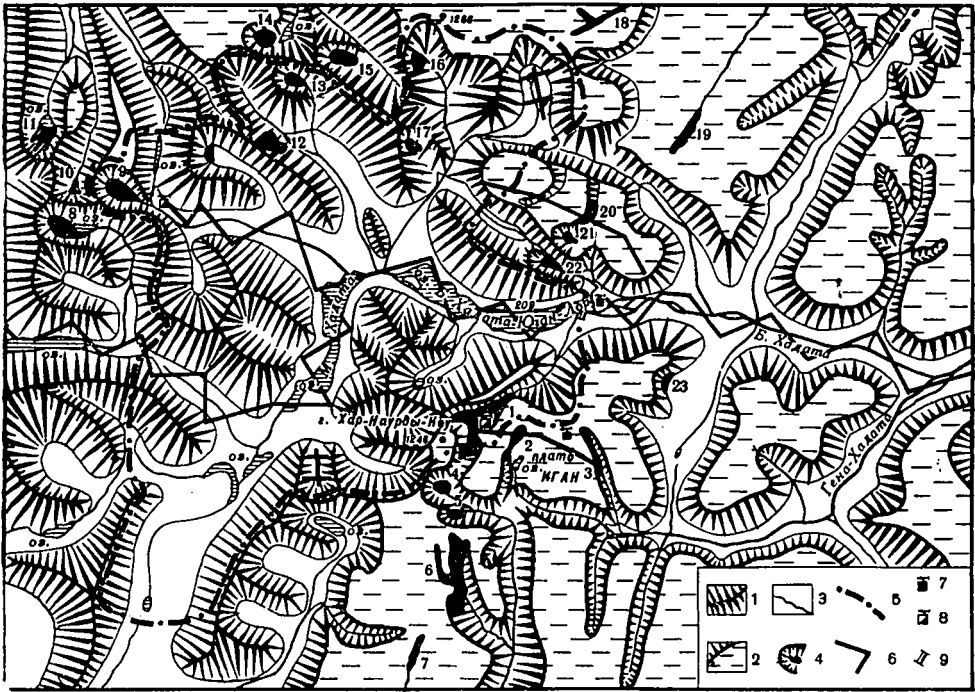


Рис. 6. Схема современного оледенения района озера Б. Хадата-Юган-Лор

1 — гребни хребтов и крутые склоны, 2 — плато, 3 — днища долин и реки, 4 — кары и ледники, 5 — граница опытного бассейна верховья реки Б. Хадята, 6 — основные маршруты снегосъемок, 7 — круглогодичные метеостанции, 8 — сезонные метеостанции, 9 — гидростанции. Ледники: 1 — ИГАН, 2 — Медвежий, 3 — Придорожный, 4 — Баклунда, 5 — Кулика, 6 — Б. Усинский, 7 — Ленточный, 8 — Чернова, 9 — Обручева, 10 — Лепехина, 11 — Ковальского, 12 — Шумского, 13 — Авсюка, 14 — Калесникова, 15 — Хабакова, 16 — Скрытый, 17 — Авгевича, 18 — Рогатый, 19 — М. Усинский, 20 — Олений, 21 — Станционный, 22 — Анучина, 23 — Фотогеодезистов

расположены в западной полосе хребта шириной до 30 км, на Приполярном Урале — в полосе шириной более 50 км. В суженной, южной части Полярного Урала ледники сосредоточены в водораздельной зоне хребта. И только небольшие присклоновые ледники на массивах Харбей и Ханмей (северная часть Полярного Урала) находятся в восточной части гор, что обусловлено доступом влагоносных воздушных потоков с юго-запада по Собской депрессии. Распространение подавляющего числа ледников в западной половине хребта связано с выпадением здесь значительно большего количества твердых осадков, чем в восточной части гор, что связано с воздействием западных воздушных масс (см. гл. II и III).

В связи с тем, что главный водораздел на Полярном и Приполярном Урале сильно смещен к западу, общее число ледников, лежащих к западу и к востоку от него, распределяется примерно поровну. Характерной чертой уральских ледников является их преимущественно восточная ориентация. Из общего числа ледников 85% лежит на склонах и в карах, экспонированных на восток, северо-восток и юго-восток и только 15% — на север и юг. Ледников, ориентированных на запад, нет (табл. 2).

Эта особенность в ориентации ледников по странам света связана с господством на Урале ветров западной четверти горизонта, приводящих к процессам перераспределения снега и концентрации его на склонах восточной экспозиции (см. гл. III). Ориентация небольшого числа ледников на север и юг вызвана изменением направления ветра местными особенностями мезорельефа (расположением хребтов, горных долин, ущелий).

Распределение ледников Урала по экспозиции

Район	Ю	ЮЮВ	ЮВ	ВЮВ	В	ВСВ	СВ	ССВ	С	Всего
Полярный Урал северная часть . .	0	0	4	5	39	7	3	1	4	63
южная часть . . .	3	3	6	2	9	2	3	0	0	28
Приполярный и Се- верный Урал	1	—	8	—	12	7	14	7	3	52
Итого	4	3	18	7	60	16	20	8	7	143

Высотное положение ледников существенно изменяется с севера на юг. Высота концов ледников северной части Полярного Урала составляет в среднем 700 м над ур. моря при колебаниях от 400 до 900 м. В южной части Полярного Урала средняя высота концов ледников 800 м (от 500 до 970 м), на Приполярном Урале (без хребта Сабля) — около 1050 м при крайних значениях высоты концов языков — от 800 до 1350 м. Зависимость высотного положения ледников от широты места выражена, однако, не всегда. Так, концы ледников хребта Оче-Нырды — самого северного на Урале очага оледенения — и хребта Сабля, расположенного на 3° южнее, оказываются лежащими на одной и той же средней высоте (700 м), а отдельные ледники на том и другом хребтах спускаются до высоты 600 м. Конец самого северного на Урале ледника Алешкова лежит на той же высоте (800 м), что и конец самого южного из отмеченных ледников (ледник Южный на Тельпосском хребте). Одинаковое высотное положение этих ледников, удаленных один от другого по широте более, чем на 500 км, можно объяснить лишь увеличением снегонакопления на ледниках южного района оледенения Урала.

На Приполярном Урале высоты концов ледников изменяются с запада на восток от 600—700 м на хребте Сабля до 1000—1200 и даже 1300 м в районе горы Народной, что связано с уменьшением количества твердых осадков к востоку и более высоким положением горного цоколя центральной части хребта и днищ каров.

В северной части Полярного Урала концы наиболее низко расположенных ледников спускаются до 400 м над ур. моря (ледники Обручева, Берга). Эти ледники приурочены к западной периферии зоны оледенения. Однако колебание высоты концов ледников связано здесь не только с западным или восточным их положением, но и с глубиной расчленения рельефа. Часто высоты концов ледников, лежащих в смежных карах, разнятся на 300—350 м (ледники Обручева и Лепехина, Института географии, Анучина и др.). Многолетние снежники на Полярном Урале имеют еще больший диапазон высот — они встречаются в горах, предгорьях и на равнинах.

Важнейшей особенностью уральского оледенения является расположение ледников значительно ниже уровня теоретической снеговой границы, которой не достигает ни одна из уральских вершин (см. рис. 3). Все вершины хребта лишены постоянного снежного покрова. Существование ледников на Урале значительно ниже уровня теоретической снеговой границы (на 800—1200 м) связано с высокой концентрацией снега в карах и на уступах подветренных склонов (см. гл. III и IV).

Необходимо отметить, что в северных районах Урала в дальнейшем могут быть выявлены новые ледники. Так, на самом севере Полярного Урала, в истоках р. Южная Паровай-Яха на восточном склоне хребта Няргала-Хой с абсолютными высотами не более 500 м нами были встречены четыре присклоновых снежника площадью до 0,1 км². Весьма

возможно, что эти снежники являются присклоновыми ледниками, так как мы наблюдали их в конце июля, когда они были еще покрыты мощной толщей сезонного снега. Крупный присклоновый снежник протяженностью до 1 км наблюдался нами также на восточном склоне рядом расположенного хребта Сянгур-Хой.

В южной части Полярного Урала ледниками могут оказаться некоторые крупные присклоновые снежники, выявленные по аэроснимкам. Можно ожидать открытия новых небольших ледников и на Приполярном Урале.

3. ТИПЫ ЛЕДНИКОВ, ИХ МОРФОЛОГИЯ И РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Современное оледенение Урала представлено исключительно малыми формами, среди которых по морфологическим признакам можно выделить каровые и присклоновые ледники, а также снежники.

Включение снежников в общую классификацию снежно-ледниковых образований вполне оправдано, так как вместе с переходными формами от снежников к ледникам их можно рассматривать как единый генетический ряд и как формы зарождения и развития малых ледников.

Снежники на Урале весьма разнообразны по типам. Можно согласиться с Н. А. Солнцевым [267] и Л. Д. Долгушиным [105] о необходимости различать снежники прежде всего по времени их существования, обусловливающего различную интенсивность их рельефообразующей деятельности. Поэтому мы также разделяем снежники на весенние, летние и снежники-перелетки. Внутри этих основных типов выделяются морфологические виды снежников по условиям залегания их в рельефе. Среди снежников-перелетков на Полярном Урале наиболее часто встречаются снежники, занимающие подветренные уступы нагорных террас, карнизы горных гребней и бровок плато, седловины горных гребней, подножия высоких склонов, холмов, гряд, ущелий и стенок каров, а также обрывы речных русел, террас и ряд других форм. Еще более разнообразны по условиям залегания в рельефе летние и весенние снежники. Однако вопросы типизации снежников разработаны пока недостаточно.

В горах Полярного Урала нами были встречены русловые снежники 1—1,5 км длиной и до 10 м толщиной (в русле ручья, вытекающего из-под ледника Щучьего), присклоновые снежники протяженностью до 0,5 км вдоль склона и до 15—20 м толщиной (в увалистой зоне восточного склона Полярного Урала в истоках р. Б. Хууга-Яха). В снежных обрывах нередко насчитывается до 15—25 сезонных слоев снега. В ряде случаев основание толщи снежников сложено льдом.

Присклоновые ледники по морфологическим признакам и условиям питания очень сходны со снежниками. Этот тип ледников на Урале различные исследователи именовали фирниками, висьячи, навейными, эмбриональными ледниками, относя их, как правило, не к настоящим ледникам, а к особым переходным формам от снежников к ледникам [11, 38, 105, 108, 134]. Однако называть эти ледники фирновыми неправильно, так как они в основном сложены льдом. Определение этих ледников как висьячих также неточно, если учесть, что они часто спускаются до подножия склона. Термин «навейные ледники» характеризует уже генетический, а не морфологический тип ледников. Далекое не всегда эти ледники являются эмбриональными, так как многие из них существуют непрерывно весьма долго.

Наши наблюдения на Полярном Урале показали, что присклоновые ледники сложены слоистым льдом мощностью до 15—20 м. Длина их достигает 200—400 м вниз по уклону, ширина — до 0,5—1,0 км, а в от-

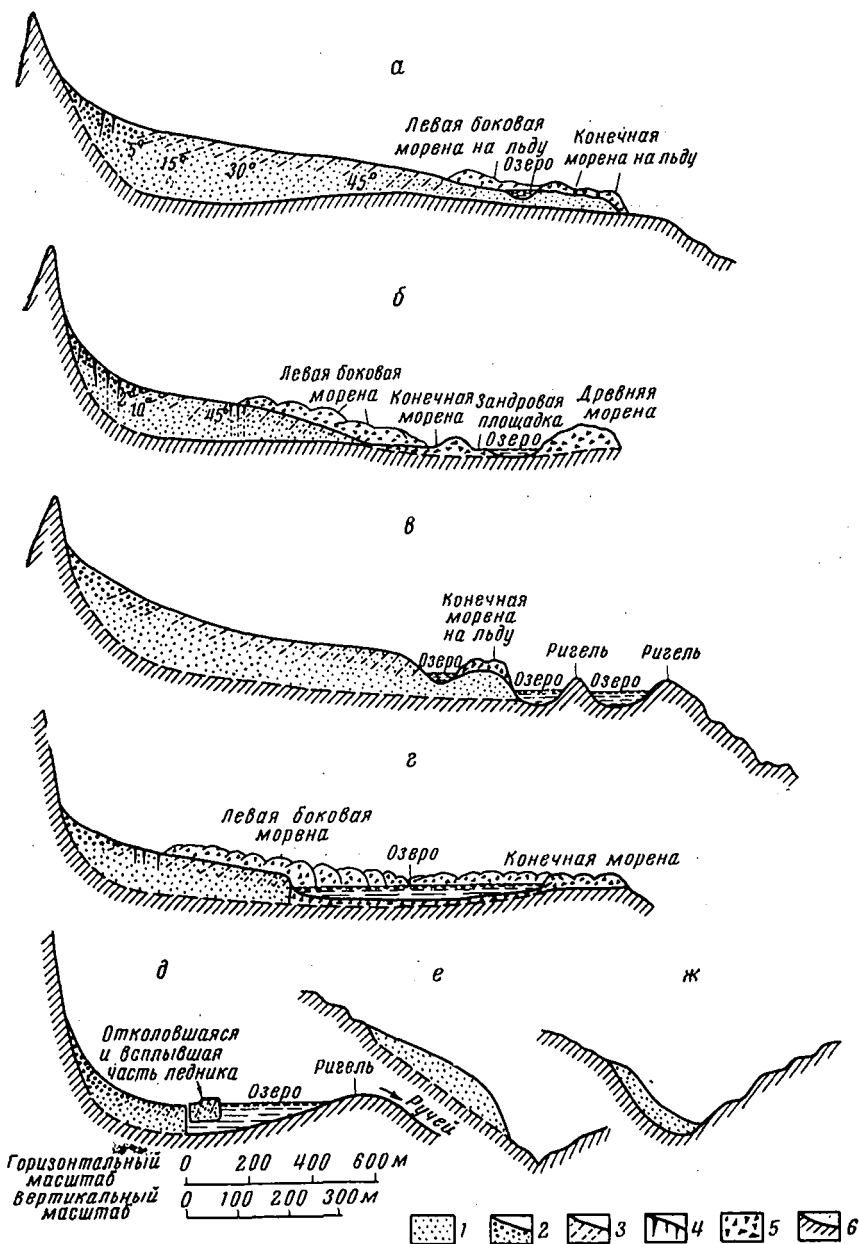


Рис. 7. Продольные профили основных морфологических типов ледников Урала

а — карово-долинный ледник ИГАН, б — каровые ледники Обручева, в — Долгушина, г — Черцова, д — Ковальского, е — присклоновый ледник Олений, ж — лощинный ледник Придорожный
 1 — лед, 2 — фирн, 3 — наклон слоев льда, 4 — трещины, 5 — морены, 6 — коренные породы

дельных случаях — до 2 км вдоль склона. Ряд признаков свидетельствует о наличии слабого движения льда (трещины разрыва, каплеобразное вздутие в нижней части ледника и др.). Приведенные факты дают основание отнести указанные ледниковые образования к настоящим ледникам особого морфологического типа. Этот тип ледников мы предложили называть присклоновыми ледниками [283].

Между присклоновыми ледниками и многолетними снежниками наблюдаются переходные формы. Одним из условных признаков, по которому подобные снежно-ледяные образования могут быть отнесены к категории ледников, является сложение их наполовину или две трети льдом, залегающим в нижней части толщи.

Присклоновые ледники чаще занимают подветренные уступы плато и нагорных террас, например, ледники Олений (рис. 7, е и рис. 8), северная часть Медвежьего и др. В качестве разновидностей присклоновых ледников можно выделить лощинные и присклоново-долинные ледники. Лощинные ледники располагаются на подветренных склонах лощин и глубоких эрозонных врезов, заполняя иногда днища в верховьях этих лощин, например, ледники Придорожный (рис. 7, ж и 9), Ленточный, Рогатый и др. Присклоново-долинные ледники спускаются со склона в тальвег и дают начало ледниковому языку (ледник Б. Усинский, Федорова).

Каровые ледники подразделяются на карово-висячие, типично-каровые и карово-долинные.

К карово-висячим ледникам мы условно относим небольшие леднички, расположенные на крутых задних стенках каров, обычно слабо врезанных в склоны хребтов. Верхняя часть этих ледников крутая, нижняя постепенно выполаживается. Они являются своеобразной переходной формой от присклоновых к типично каровым ледникам. Примером таких ледников могут служить ледники Станционный (рис. 10), южная часть Медвежьего и др. К карово-висячим ледникам могут быть также отнесены небольшие нормально функционирующие леднички, прислоненные к крутым задним стенкам крупных каров.

Типично каровые ледники располагаются в хорошо развитых карах и занимают все дно кара, или его часть (рис. 7, б и 11). В последнем случае другая часть днища кара бывает часто заполнена озером, например, у ледников Чернова (рис. 7, г), Ковальского (рис. 7, д), Боца, Собского, Пайерского и др.

К карово-долинным ледникам относятся ледники, выходящие за пределы кара в долину. Таких ледников на Урале всего два — ИГАН и МГУ. Они же являются наиболее крупными на Урале, их длина и площадь соответственно равны 1,8 и 2,2 км; 1,25 и 1,16 км² (см. табл. 1).

Ледник ИГАН (рис. 7, а и 12) сложный, состоит из двух морфологически разнотипных участков. Северная часть его представляет собой карово-долинный, а южная — типичный присклоновый ледник. Карово-долинная часть ледника занимает асимметричный кар, глубоко врезанный в восточный склон плато Хар-Наурды-Кеу (абс. высота 1246 м), и заканчивается мощным конечноморенным обрамлением с ледяными ядрами на высоте 790 м. Эта часть ледника постепенно переходит в южную присклоновую, занимающую почти весь восточный склон плато Хар-Наурды-Кеу и спускающуюся от его бровки к плато Медведь (абс. высота 900—950 м)*.

Ледник МГУ (рис. 13) занимает короткий крутостенный трог, расширенный до 1 км в тыловой части и сильно суженный в устьевой (до 200 м). Широкая фирновая зона ледника очень круто спускается от бровки плато (абс. высота 1100 м) к весьма пологой языковой его части, покрытой на конце чехлом морены и выклинивающейся к зандровой площадке (абс. высота конца ледника 640 м).

* Подробное описание 46 ледников северной части Полярного Урала (к северу от широты 67°5), в том числе ледников ИГАН и МГУ, приведено Л. С. Троицким в «Материалах гляциологических исследований» [284]. Описание ряда ледников южной части Полярного Урала имеется в работах Г. П. Софронова [269], Л. С. Троицкого [286]; описание ледников Приполярного Урала — в работах А. Н. Алешкова [9, 11], С. Г. Боца [38], В. С. Говорухина [76] и Л. Д. Долгушина [104].

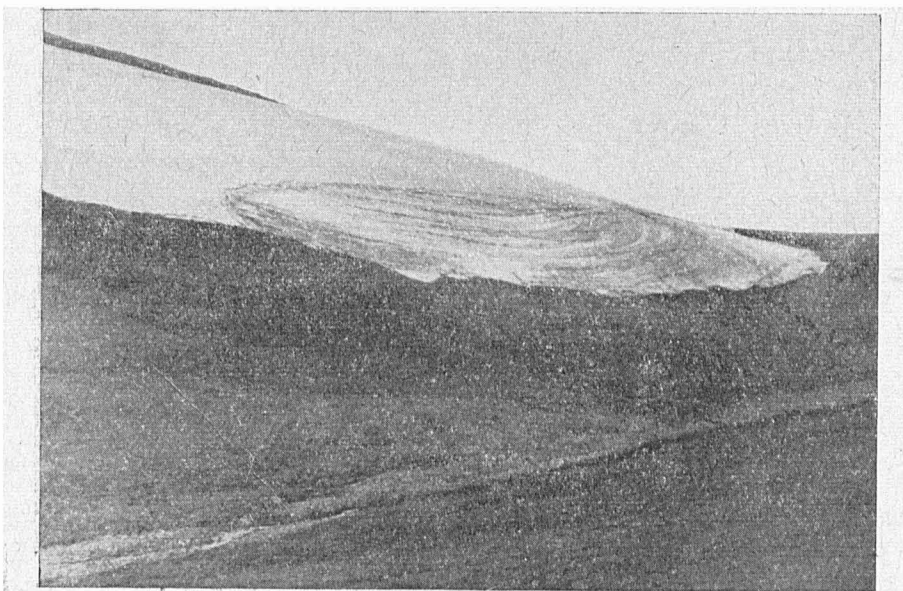


Рис. 8. Присклоновый ледник Олений (Фото Л. С. Троицкого)

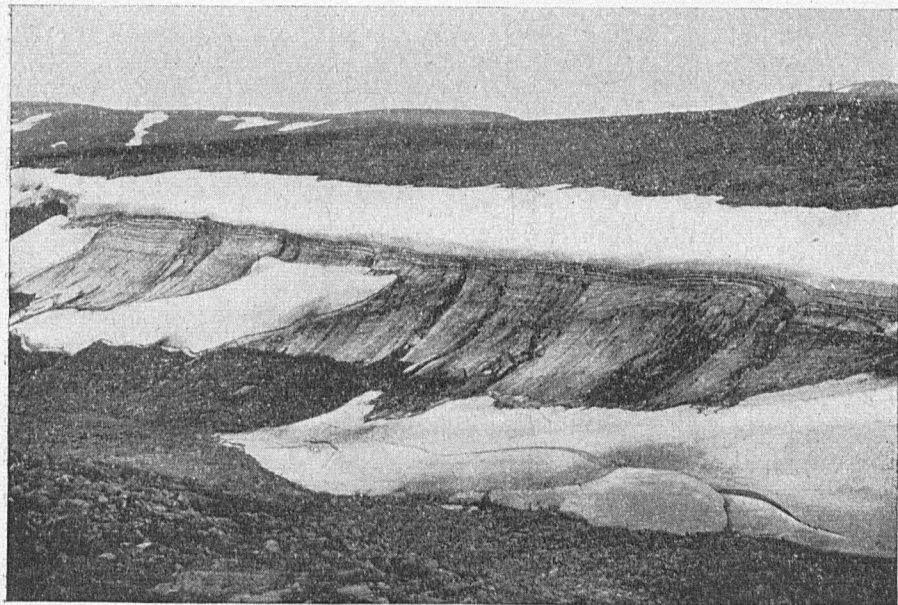


Рис. 9. Лощинный ледник Придорожный (Фото П. Н. Бруевича)

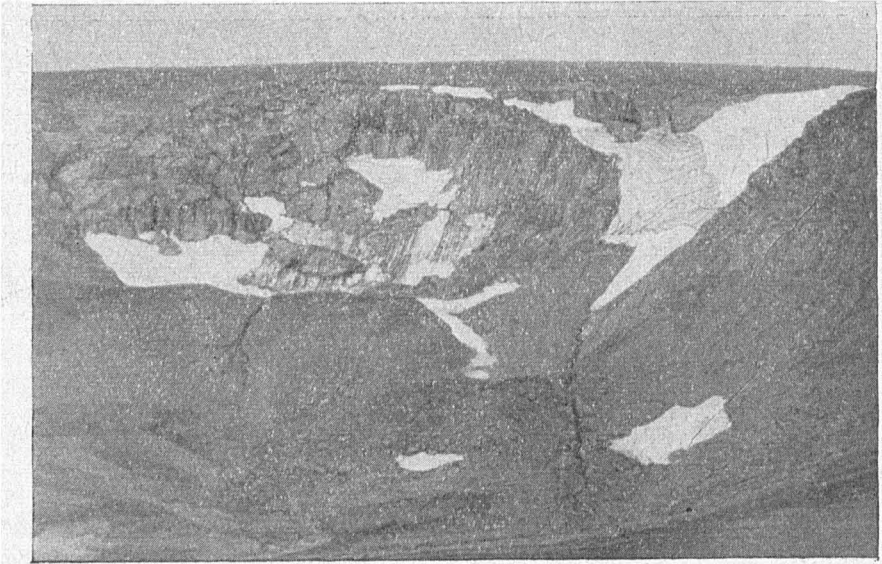


Рис. 10. Карово-висячий ледник Станціонний (Фото Л. С. Троицкого)

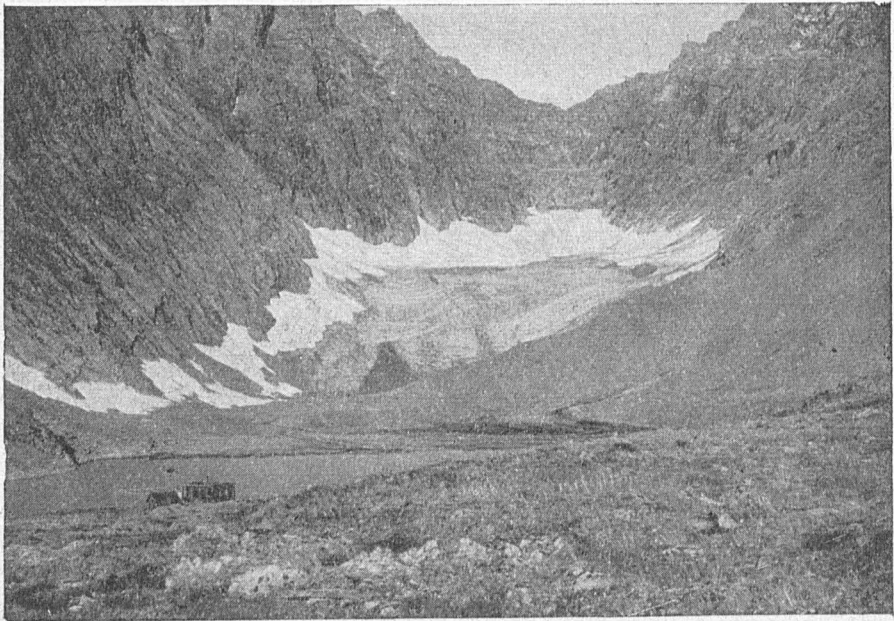


Рис. 11. Каровый ледник Обручева (Фото Д. Г. Цветкова)

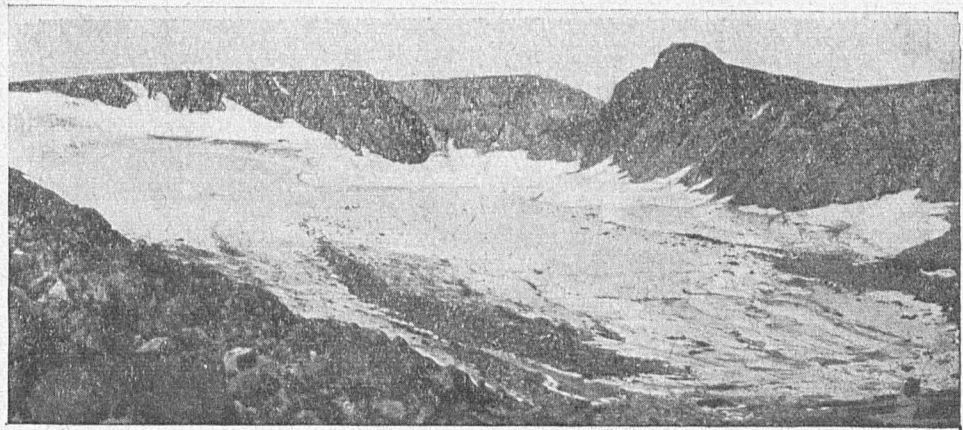


Рис. 12. Карово-долинный ледник ИГАН (Фото Д. Г. Цветкова)

Из общего числа ледников на Урале каровые составляют 60% и присклоновые 40% (табл. 3). Общая площадь каровых ледников составляет 22,58 км², присклоновых — 6,08 км².

Размеры уральских ледников невелики. Лишь два ледника (ледники ИГАН и МГУ) имеют площади более 1 км². Около 60% ледников

Таблица 3

Распределение морфологических типов ледников на Урале

Район	Всего ледников	Общая площадь ледников, км ²	Каровые ледники		Присклоновые ледники	
			число	площадь, км ²	число	площадь, км ²
Полярный Урал						
северная часть . . .	63	15,09	31	11,52	32	3,57
южная часть . . .	28	5,69	17	4,51	11	1,18
Приполярный и Северный Урал	52	7,88	38	6,55	14	1,33
Итого	143	28,66	86	22,58	57	6,08

имеет площадь в пределах 0,1—0,65 км², площадь примерно трети ледников не превышает 0,1 км² (табл. 4). Объем ледникового льда на Урале по приближенным подсчетам составляет около 0,8 км³.

Таблица 4

Площадь ледников Урала

Район	Общее число ледников	Из них имеют площадь, км ²						Наибольшая площадь ледника, км ²	Общая площадь ледников, км ²
		более 1,0	1,0—0,66	0,65—0,31	0,30—0,11	0,10—0,07	0,06—0,03		
Полярный Урал									
северная часть	63	2	4	5	29	8	15	1,25	15,09
южная часть	28	—	—	6	13	3	6	0,48	5,69
Приполярный Урал	50	—	1	2	23	7	17	0,75	7,52
Северный Урал	2	—	—	—	2	—	—	0,20	0,36
Итого	143	2	5	13	67	18	38	—	28,66

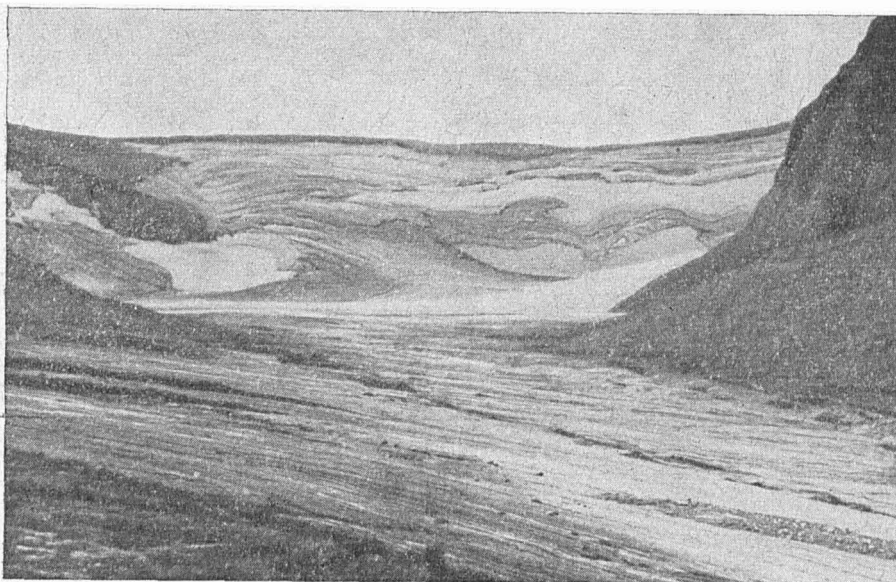


Рис. 13. Карово-долинный ледник МГУ (Фото А. О. Кеммериха)

Основу современного оледенения Урала составляют каровые ледники. Они располагаются в глубоких карах, ориентированных, как уже указывалось, преимущественно на восток. Многие ледники расположены в смежных карах, отделенных один от другого зубчатыми гребнями хребтов нередко с огромными карлингами. Такие участки с типичным альпийским рельефом встречаются в истоках р. Б. Хадата, хребтах Оче-Нырды, Саблинском и ряде других. Многие каровые, а также все при-склоновые ледники располагаются на подветренных склонах обширных плато, являющихся дополнительными снегосборами для метелевого питания ледников (ледники ИГАН, Медвежий, Фотогеодезистов, Анучина, Олений, Станционный и др.).

Особенности мезорельефа гор (взаимное расположение хребтов, горных долин, морфология горных вершин и т. п.) обуславливают различную интенсивность снеговетровых потоков, чем и объясняется то, что одни кары заняты ледниками, а другие, расположенные нередко по соседству, лишены современных ледников. Эти же процессы обуславливали развитие каров на одних участках западной части хребта и полное отсутствие их на других (см. гл. III).

Глубина вреза каров в горные массивы весьма различна. Наибольшая высота стенок каров от поверхности ледников достигает 600—800 м (ледники Обручева, Берга, Пайерский и др.). Устьевые участки таких глубоких каров лежат, как правило, на уровне днищ долин, в которые они открываются. Менее глубокие кары, с высотой стенок до 150—200 м, располагаются у самых гребней хребтов, в верховьях троговых долин или в верхних частях их склонов. Устьевые участки таких каров часто заканчиваются ригелем — высоким (до 100—150 м) уступом, спускающимся к нижележащей долине (ледники Маркова, Ковальского, Авгевича, Лекхойлинский и др.). Стенки каров имеют крутизну 65—75°, часто почти отвесны, причем крутизна стенок, как правило, не зависит от литологии слагающих их пород.

Типичные кары имеют симметричное строение, округлую или овальную в плане форму, диаметром по бровке кара до 1—1,5 км (ледники Обручева, Авсюка, Берга, МИИГАНК и др.). Часто ледники распола-

гаются в карах вытянутой формы, представляющих собой верховья троговой долины (ледники МГУ, Долгушина, Чернова). Встречаются асимметричные кары, у которых одна из боковых стенок сильно понижена (ледники ИГАН, Калесника). Многие смежные кары имеют сильно пониженные (на 100—200 м) тыловые стенки (ледники ИГАН, Обручева, МГГ). Некоторые ледники занимают слабо врезанные кары, представляющие собой начальную форму развития (ледники Станционный, Сынок, Падалки и др.).

Превышение верхней границы фирновой зоны над концом языка для большинства каровых ледников составляет 150—250 м и лишь в отдельных случаях достигает 300—350 м (ледники ИГАН, МГУ). Нередко фирновые бассейны поднимаются по тыловой стенке кара до его бровки или гребня (ледники ИГАН, МГУ, Маркова). В большинстве же случаев бровка кара достигает лишь отдельные полосы льда и фирна, поднимающиеся по кулуарам и расщелинам в стенках кара над поверхностью фирновой области. Под расщелинами и кулуарами располагаются ледяные и фирновые конусы, питаемые лотковыми лавинами. На большинстве каровых ледников фирновый бассейн наиболее развит под западными и юго-западными стенками каров, что объясняется преобладающим направлением ветропотоков с этой стороны горизонта. Крутизна поверхности в фирновой области изменяется от 15—20° вблизи фирновой линии до 35—40° у стенок кара.

Языковые части большинства каровых ледников имеют или равномерные уклоны в пределах 10—15°, постепенно выходящие в нижней части языка (до 2—5°), или изломанный профиль, характеризующийся относительно ровной центральной частью с уклоном 5—7° и более крутой лобовой частью с уклонами, достигающими 15—20° (ледники Обручева, Берга, МИИГАиК и др.). Относительно большую крутизну поверхности имеют карово-висячие ледники (25—35°), а также большинство присклоновых ледников (20—30°).

Концы большинства каровых ледников обрамлены мощными конечными и боковыми моренными валами с ледяными ядрами, нередко подпруживающими неглубокое наледниковое озеро (ледники ИГАН, Берга). У многих ледников конец языка, покрытый плащом морены, постепенно выклинивается к днищу кара (ледники МИИГАиК, Обручева, Анучина). Концы некоторых ледников обрываются непосредственно в каровые или моренные озера (ледники Боча, Долгушина, Чернова, Ковальского, Шумского, Пайерский и др.). Высота ледяных обрывов над поверхностью озера у ледника Чернова, например, достигает 10—12 м, у ледника Боча — 28—30 м, у ледника Долгушина — 65 м (верхняя часть ледяного обрыва прикрыта мореной, см. рис. 7, в). Языковая часть ледника Ковальского, сивелированная процессами абляции, возвышается над поверхностью карового озера всего на 2—3 м. От конца языка под действием гидростатического давления происходит откалывание крупных блоков льда, которые, всплывая на поверхность озера, образуют своего рода «айсберги». Глубина озера у края ледника достигает 48 м, что характеризует максимальную величину переуглубления днища кара по отношению к его устью (см. рис. 7, д).

Толщину льда непосредственно можно измерить у ледников, обрывающихся своими концами в каровые озера. Наибольшая толщина конца ледникового языка отмечена у ледника Долгушина, которая с учетом глубины карового озера достигает 80 м. У ледника Боча толщина льда у краевого обрыва достигает 35 м, у ледника Чернова — 20 м, у ледника Ковальского — 50 м. Б. А. Боровинским в 1961 г. [37] были проведены измерения толщины льда на ледниках ИГАН и Обручева методами электроразведки и магниторазведки. Максимальная толщина льда в леднике ИГАН, выявленная этими методами, достигает 135—140 м,

леднике Обручева — 90 м (рис. 7а, б). Следует отметить, что близкие величины толщины льда ледника ИГАН были получены расчетным балансовым методом. Определенная таким образом толщина льда составила вблизи фирновой линии 120 м, а в районе II, III речных створов 45—50 м. Предполагая, что ниже створа III ледник ИГАН имеет долинный характер и его поверхность примерно параллельна ложу, для определения толщины льда этой части ледника была применена формула Лагалли. Полученная по этой формуле толщина льда оказалась равной 45—48 м, т. е. весьма близка к установленной геофизическим и балансовым методами.

Электророндированием выявлено переуглубление центральной части днища кара под ледником ИГАН до 40—50 м. Эта характерная особенность в строении каров устанавливается также промером глубин в каровых озерах. Как отмечалось выше, переуглубление днища кара относительно его устья у края ледника Ковальского достигает 48 м. В ряде каров, полностью лишенных в настоящее время ледников, глубина озер также достигает 40—50 м. Максимальные глубины в них, как правило, сосредоточены в тыловой части кара и постепенно уменьшаются к устьевой его части, представляющей нередко ригели. Наличие максимального переуглубления в тыловой части каров объясняется наибольшей толщиной льда в верхней трети ледника, где он оказывает наибольшее экзарационное воздействие на ложе.

Однако не у всех каровых ледников наблюдается переуглубление ложа. Так, электророндированием не обнаружено переуглубления ложа под ледником Обручева [37]. Также отсутствует переуглубление ложа под ледниками Шумского и Анучина, что было установлено путем непосредственного обследования подледниковых гротов. Таким образом, кары без переуглубленных дний могут быть также ледниковыми образованиями, а не только результатом деятельности снежников, как полагали некоторые исследователи [105, 282].

Толщина льда в присклоновых ледниках достигает 15—20 м. Так, буровая скважина в верхней трети присклоновой части ледника ИГАН на глубине 18 м не достигла его ложа.

Области питания и абляции на каровых ледниках Урала выражены довольно четко. Однако положение фирновой линии и площади фирновых бассейнов существенно изменяются от года к году. У каровых ледников с мощными фирновыми бассейнами (ледники ИГАН, Обручева) многолетнее положение фирновой линии изменяется сравнительно в небольших пределах (см. гл. VII). Положение же фирновой линии данного года может изменяться весьма значительно. Более того, в отдельные годы с малым снегонакоплением и теплым летом фирн данного года может стаять почти целиком и на поверхности фирнового бассейна обнажается фирн прошлого года. На каровых ледниках, на которых накапливаются обычно маломощные толщи фирна, полностью превращающиеся в течение нескольких лет в инфильтрационный лед, в годы с малым снегонакоплением по всей поверхности ледника может обнажиться лед. Такое явление наблюдалось в 1958 г. на многих ледниках Полярного Урала — Баклунда, Кулика, Авсюка, МИИГАиК, МГГ, Долгушина, Боча, Терентьева и др. Однако в последующие годы поверхность, покрытая фирном, на этих ледниках занимала от $\frac{1}{4}$ до $\frac{1}{3}$ их площади.

Если на каровых ледниках наблюдается четкая дифференциация областей питания и абляции, то на большинстве присклоновых ледников она часто не выражена. В различные годы эти ледники или целиком остаются погребенными под снегом или полностью освобождаются от него и вся их поверхность служит областью абляции. В другие годы область накопления фирна занимает часть площади ледника и распо-

лагается то в верхней его трети, то в нижней, то занимает центральную полосу на поверхности ледника.

На уральских ледниках четко выражена слоистость льда, отражающаяся на их поверхности в виде системы огив. Слои льда, соответствующие годовому накоплению фирна, достигают толщины от 0,2—0,3 до 3,5—4 м. Слоистость льда сильно подчеркивается содержанием на границе слоев мелкозема, щебня и нередко органических примесей (кусочков лишайников, листочков карликовой березы и ивы, остатков комаров и т. п.), концентрирующихся на поверхности фирна в период абляции. В пределах годового слоя льда наблюдается слоистость, отражающая процессы снегонакопления и льдообразования данного года (см. гл. VI).

В верхней половине ледникового языка система огив повторяет, как правило, очертания многолетней фирновой линии. В нижней части языка огивы чаще провисают вниз по уклону и нередко фронтом подходят к правой (ледник ИГАН) или левой (ледник Обручева) боковой морене, следуя почти параллельно уклону поверхности ледника (рис. 14 и 15). В верхней части ледникового языка нередко можно наблюдать наложение одной системы огив на другую, отражающую многолетние изменения очертаний фирновой линии.

На карово-долинных ледниках ИГАН и МГУ насчитывается от 350 до 400 огив, причем в нижней части языка подсчет их довольно затруднителен вследствие сильного засорения поверхности обломочным материалом. Можно предполагать, что в концевой части ледника ИГАН, покрытой чехлом морены, насчитывается еще не менее 100—150 слоев льда. На ледниках средних размеров обычно насчитывается 200—250 огив (ледники Обручева, Берга и др.). Крупные присклоновые ледники имеют от 50 до 100 огив. На последних огивы почти прямолинейны и располагаются перпендикулярно уклону поверхности или имеют слабое провисание. При учете выпадения отдельных слоев льда вследствие полного стаивания фирна, а также выклинивания слоев льда в толще ледника по числу огив (как правильно отметил Л. Д. Долгушин [104]) нельзя судить о времени формирования данной массы льда в леднике. Число огив лишь приблизительно указывает на то, что данная масса льда образовалась не менее, чем за столько-то лет.

На уральских ледниках наблюдается закономерное изменение наклона слоев льда по направлению от фирновой линии к концевой части ледника. В фирновом бассейне слои фирна и льда имеют наклон согласно уклону поверхности. Вблизи фирновой линии у каровых ледников наблюдается уже обратное падение слоев в сторону тыловой части ледника, равное от 2 до 10°. Далее вниз по осевой линии ледника наклон слоев увеличивается, достигая в нижней части языка 60—70°. У правых боковых морен ледников ИГАН, МГУ и на ряде других ледников слои льда приобретают почти вертикальное положение (75—80°). В концевой части некоторых каровых ледников наблюдаются гляциотектонические нарушения. Характер, скорости движения льда и механизм образования наклона слоев льда в каровых ледниках рассматриваются в гл. VI.

Внешним отражением процессов движения льда в ледниках являются трещины разрыва, приуроченные к различным участкам ледников. На многих каровых ледниках крупные трещины встречаются как в фирновой, так и в языковой области, на других ледниках трещины имеются лишь в одной из этих областей, на третьих открытых трещин вообще нет.

В фирновой области крупные трещины разрыва наблюдаются на ледниках МГУ, Обручева, ИГАН, МГГ и ряде других. Крутая поверхность фирнового бассейна ледника МГУ, например, разбита несколькими рядами крупных трещин шириной до 10 м и видимой глубиной 15—20 м. Как правило, трещины располагаются перпендикулярно уклону

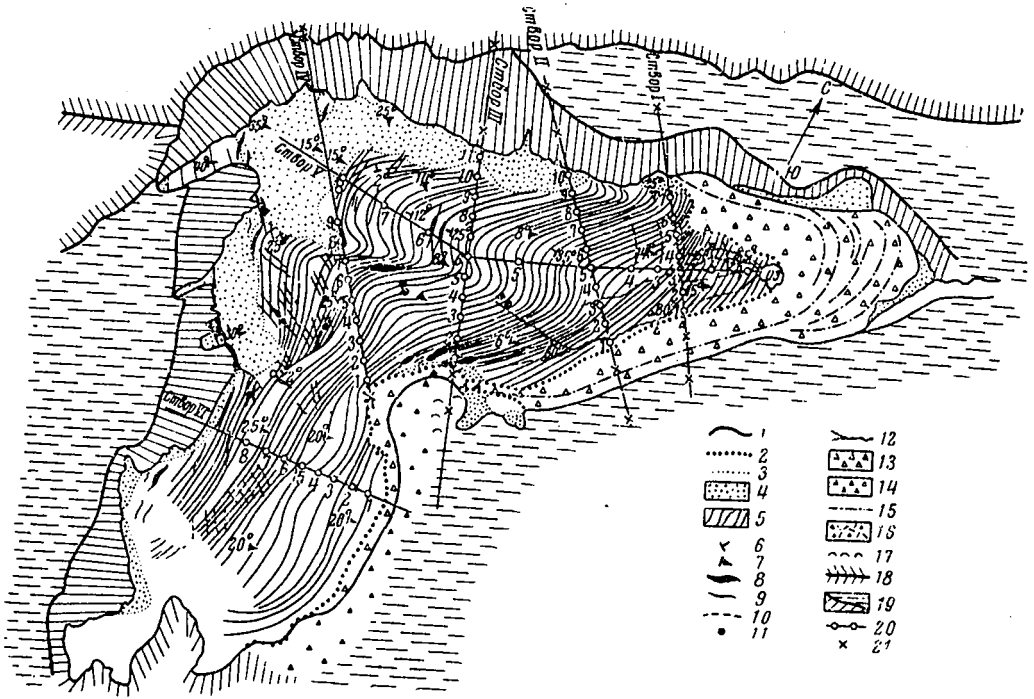


Рис. 14. Структурно-морфологическая схема ледника ИГАН

1 — граница ледника, 2 — граница морены, 3 — фирновая граница, 4 — площадь фирна (к концу периода абляции 1958 г.), 5 — линии огиб, 6 — направление и угол наклона слоев льда, 7 — уклоны поверхности ледника, 8 — трещины шире 0,5 м, 9 — трещины уже 0,5 м, 10 — западные трещины, (конжеляционные жилы), 11 — колодцы, 12 — крупные водотоки, 13 — морена на льду, 14 — морена на грунте, 15 — линии гребней моренных валов, 16 — задровые площадки, 17 — сглаженные ледником выступы коренных пород, 18 — гребни и крутые склоны, 19 — плато, бровки и крутые склоны, 20 — речные створы, 21 — метки и каменные туры на концах створовых линий

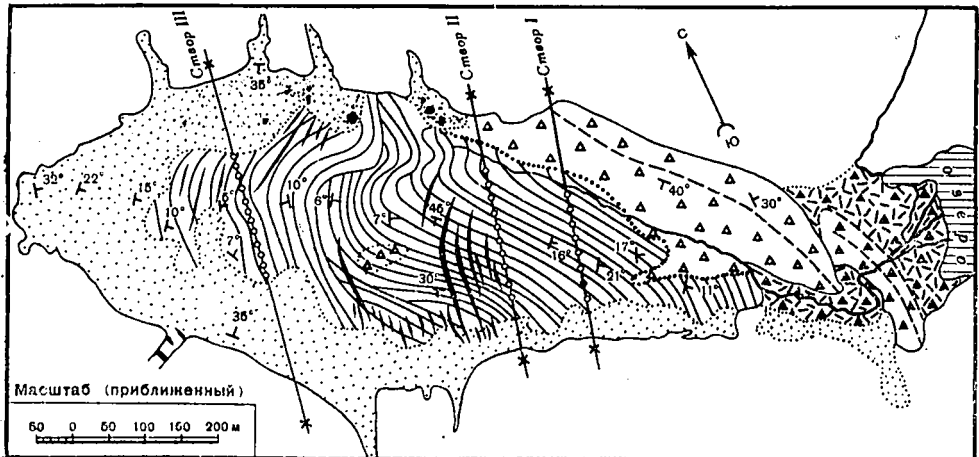


Рис. 15. Структурно-морфологическая схема ледника Обручева.

Условные обозначения те же, что на рис. 14

поверхности, и многие из них рассекают тело ледника до основания. Однако на леднике ИГАН в переходной области от карово-долинной к присклоновой его части наблюдается система крупных и мелких взаимно-перпендикулярных трещин, протягивающихся как поперек, так и вдоль уклона поверхности. На контакте скальных стенок каров и фирна почти на всех ледниках протягивается сплошная линия краевых трещин, достигающих местами ширины 5—7 м и видимой глубины 15—20 м. На многих каровых ледниках видимые трещины в фирновой зоне или отсутствуют совсем или имеют незначительные размеры (ледники Берга, Маркова, Карский, Щучий и др.).

В языковой области ледников крупные трещины разрыва встречаются реже. Обычно это мелкие трещины шириной от 0,5 до 0,1 м и меньше, располагающиеся как в нижней, так и в прифирновой зонах ледникового языка. Поверхность многих каровых ледников испещрена трещинами, запаянными конжеляционным льдом. Небольшие трещины разрыва наблюдаются также на некоторых присклоновых ледниках.

Наличие трещин разрыва на ледниках свидетельствует о том, что движение льда осуществляется вследствие пластического его течения и глыбовых подвижек, а в фирновом бассейне, вероятно, также за счет оседания фирна (см. гл. VI). Краевые трещины образуются в результате сдвига фирновой толщи по уклону и частично за счет таяния фирна под влиянием нагревания скал. Расположение трещин на ледниках указывает на основные направления сдвигов.

Поверхность льда на каровых ледниках неровная, испещрена ячеями протаивания, огивами и пересекающей их сетью промоин. В местах скопления щебня и мелких обломков, усиливающих таяние льда, ноздреватость и ячеистость поверхности увеличиваются. В солнечные дни образуются ледяные стаканы глубиной 5—10 см. На границе слоев, обогащенных обломочной породой — криоконитом, таяние происходит более интенсивно, образуются борозды и уступы, подчеркивающие линии огив. При отсутствии трещин на леднике мелкие промоины, сливаясь, образуют ледяные каньоны глубиной до 5 м. Особенно часто они закладываются по понижениям вдоль боковой морены. Нередко на линии узких поперечных трещин располагаются серии глубоких колодцев, разрабатываемые впадающими в них ледниковыми ручьями. Видимая глубина колодцев достигает 30 м, ширина 1—1,5 м (ледники ИГАН, МГУ, Берга).

Языковые участки многих каровых ледников окаймлены высокими боковыми и конечными моренными грядами, сложенными в основном льдом, который перекрыт плащом обломочного материала толщиной от нескольких дециметров до 2—3 м. Этот плащ предохраняет лед от интенсивного таяния.

На леднике ИГАН высота боковых моренных гряд над поверхностью ледника достигает 40 м при ширине (по подножию) до 100 м. Гребни гряд узкие с крутизной склонов 35—40°. От стенок кара гряда отделена понижением глубиной до 15—20 м, образовавшимся вследствие более интенсивного таяния льда на контакте с коренными породами. В нижней части ледникового языка оба боковых вала сливаются, образуя мощную конечную морену протяженностью около 400 м. Она представляет собой систему дугообразно изогнутых валов и гряд беспорядочно расположенных холмов с хаотическим нагромождением крупного обломочного материала. Высота внутреннего края конечной морены достигает 10—15 м, а внешнего — 25—30 м. Валы и холмы лежат на ледяном основании, имеют в ядре лед, содержащий небольшое количество мелкозема и обломков.

Иную форму имеют боковые морены на леднике МГУ. Левая из них, высотой до 50 м, прислонена к крутой северной стенке кара и имеет

вид осыпи с ледяным ядром. Лишь в концевой части ледника боковая морена приобретает форму вала с круто понижающимся гребнем, отчлененного от коренного склона абляционной ложбиной. Правая боковая морена имеет вид пологого невысокого вала с маломощным плащом обломочного материала. У конца языка боковые морены сливаются, образуя конечноморенный вал высотой до 20 м, расчлененный в настоящее время ручьем на две части. Подобное строение имеют морены и в других каровых ледниках.

На многих каровых ледниках хорошо развита только одна боковая морена, располагающаяся при восточной экспозиции кара обычно под его северной стенкой, несколько под углом к осевой линии ледника, и в нижней части языка переходящая в конечную морену (ледники Обручева, Чернова, МГГ и др.). Наличие одного бокового моренного вала связано с асимметричным строением фирнового бассейна, развитого не только в тыловой части кара, но и под южной его стенкой, что обуславливает движение льда по составляющей между осевой линией ледника и направлением к северной стенке кара.

На ряде каровых ледников хорошо выражена только конечная морена (ледники Долгушина, Карский, Сынок, Маркова, Калесника и др.). Высокие конечноморенные валы имеют карово-висячие ледники (Станционный, южная часть Медвежьего). У большинства присклоновых ледников моренные накопления отсутствуют.

Глинисто-щебеночный и каменистый материал, сильно насыщенный тальми водами, от края ледника спускается солифлюкционными потоками к тальвегу (ледники Олений, Ленточный, северная часть Медвежьего и др.).

На ряде ледников хорошо выражены полосы маломощных срединных морен, почти не препятствующих таянию льда. Высота их не превышает 1—2 м. Срединные морены продолжаются вверх по уклону полосами и участками отдельно лежащих разрозненных обломков различной величины. Наибольшая засоренность обломочным материалом наблюдается в нижней части ледникового языка, особенно под стенками кара, с которых нередко спускаются на лед конуса осыпей. В средней части ледников встречаются отдельные обломки и крупные глыбы, а также их скопления. При сплошном покрытии участков льда обломочным материалом толщиной более 5—10 см иногда образуются крупные конуса деградации (на леднике Хабакова до 10 м, на леднике Манси до 25 м) и довольно часто мелкие «муравьиные кучи». В фирновой зоне ледников встречаются лишь единичные обломки скал, скатившиеся со стенок кара.

Поверхность большинства каровых ледников вне моренных участков засорена обломочным материалом незначительно, и лишь некоторые небольшие каровые ледники сильно засорены по всей поверхности (ледники Терентьева, Баклунда, Кулика и др.).

Содержание морены во льду каровых ледников, как показывают визуальные определения в ледяных обрывах, в общем незначительно. Во всей видимой толще льда слой моренного материала не превышает 0,5—1,0 м. Чаше он меньше указанных величин.

Основная масса обломочного материала поступает со стенок кара в краевые трещины и в качестве внутренней и донной морены выносятся к концу языка. Часть материала, попавшая на поверхность фирнового бассейна, погребается в фирновой толще и, пройдя некоторый путь в теле ледника, вытаскивается изо льда в средней и нижней частях ледникового языка, образуя поверхностные срединные морены и россыпи обломков. В краевых частях ледникового языка обломочный материал поступает непосредственно со стенок кара, формируя боковые морены. На крутых каровых и карово-висячих ледниках обломочный материал, па-

дающий со стенок кара, беспрепятственно соскальзывает по поверхности ледника, скапливаясь у его нижнего края.

Самостоятельное перемещение обломочного материала по поверхности льда наблюдается и на относительно пологих ледниках. Крупные обломки предохраняют поверхность льда от действия прямой солнечной радиации, лед под ними тает менее интенсивно, вследствие чего образуется ледяной грибок или стол. В дальнейшем обломок соскальзывает с ледяного постамента обычно по направлению максимального уклона поверхности ледника. В период абляции наблюдается от двух до трех циклов образования ледяных столов. Продолжительность периода выхода обломков на ледяной стол равна примерно от 2 до 4 недель и зависит от температуры воздуха и числа солнечных дней. Величина горизонтального смещения обломков зависит от степени уклона поверхности льда и размера обломков, образующих ледяные столы различной высоты. Большие по площади обломки (особенно каменные плиты) образуют столы с ледяными подставками высотой до 40—50 см, а в отдельных случаях — 60—70 см. За два летних периода глыба размером $3 \times 2,8 \times 1$ м, расположенная в средней части ледника ИГАН, переместилась на 3,8 м. Небольшие обломки (0,3—0,7 м в поперечнике) образуют соответственно более низкие столы до 0,2—0,3 м и смещаются при сползании со стола на расстояние 0,2—0,3 м. Мелкие обломки (менее 0,1 м) и щебень, напротив, втаивают в лед и самостоятельного перемещения по поверхности льда почти не имеют. Самостоятельное перемещение обломков по поверхности ледника необходимо учитывать при использовании обломков для разбивки створов и определения по ним скоростей движения льда в ледниках.

Постепенное перемещение обломков по поверхности ледника способствует концентрации их в нижней языковой части. Формирование широких конечных морен, лежащих на ледяном основании, связано, по-видимому, с неоднократным надвиганием ледникового языка по сколам и наклонным плоскостям скольжения на менее подвижную или мертвую концевую часть ледника и отложением вытравившей морены. Об этом свидетельствует, в частности, система дугообразных валов в пределах конечной морены, а также толщина ее моренного плаща, значительно превышающая среднее содержание морены в толще самого ледника. Так, по некоторым подсчетам объем моренного материала в пределах конечной и боковых морен ледника ИГАН (площадь 0,18 км²) примерно соответствует предполагаемому объему обломочного материала, содержащегося в толще всей карово-долинной части ледника (площадь 0,72 км²). Таким образом, для образования конечноморенной толщи необходим был полный оборот вещества в леднике и концентрация всего обломочного материала в пределах современной площади морены. Исходя из данных о скоростях движения льда и числа огив, подсчитано, что период полного оборота вещества в леднике ИГАН равен примерно 350—400 лет. Следовательно, за этот же срок могла образоваться конечная морена ледника. На каровых ледниках средних размеров полный оборот вещества происходит за 200—250 лет, что также приблизительно характеризует время формирования конечных морен на этих ледниках.

Поверхность конечных морен, лежащих на ледяном основании, подвержена интенсивным термокарстовым процессам. Лед под моренным чехлом протаивает, образуя просадки и провалы. Особенно крупные провалы и воронкообразные впадины образуются в результате обрушивания кровли подледной галереи, размываемой подморенным потоком, который часто мигрирует. Этим в значительной мере объясняется видимая свежесть конечной морены и сложность ее рельефа. На крутых склонах боковых моренных валов происходит постоянное оползание моренного материала, приводящее нередко к формированию террас оседания.

Материал, слагающий морену, имеет различную крупность от глинистого и щебнистого до крупнообломочного с отдельными огромными глыбами объемом 30—50 м³. Материал морены совершенно не сортирован. Обломки имеют большей частью угловатые неровные края. Многие из них, особенно сланцеватые, имеют штриховку. Некоторые обломки, лежащие на поверхности моренных холмов, имеют округлую форму и очень похожи на окатанные валуны, что является, однако, результатом процессов выветривания.

Обломочный материал, слагающий морену и лежащий на поверхности ледника, подвергается интенсивным процессам температурного, морозного и химического выветривания. Особенно быстро разрушаются серицитовые и хлоритовые сланцы. Можно наблюдать все переходы от монолитных обломков до сильно дисквамированных, т. е. разрушенных настолько, что при раздавливании кусочков породы образуется глинистая масса. В результате выветривания моренного материала образуется глинозем. Этим объясняется большой процент содержания глинистой фракции в морене и высокая мутность воды в ручьях, вытекающих из-под ледников (см. гл. IV).

Рельефообразующая роль каровых и присклоновых ледников существенно различна. Если каровые ледники содействуют расчленению рельефа, то присклоновые ледники в сочетании с мерзлотно-солифлюкционными процессами, напротив, приводят к созданию выравненных и плоско-ступенчатых форм.

Развитие каров происходит под воздействием температурного и морозного выветривания и экзарационной деятельности ледника. Процессы разрушения стенок кара под действием выветривания доступны непосредственным наблюдениям. Особенно наглядно эти процессы проявляются в антициклональную погоду, когда после сильного выхолаживания скал в безоблачную ночь они быстро нагреваются солнцем в утренние часы. В это время на ледниках часто слышен грохот скатывающихся обломков. Нередко возникают осыпи и небольшие грязе-каменные лавины, выходящие на поверхность фирна. Большое количество отчлененных от основных массивов обломков и отдельных участков скал едва удерживается на стенках кара от падения. По расщелинам в стенках кара спускаются полосы осыпей, приходящие иногда в движение даже от скатившегося на них небольшого камня. Усиленное температурное и морозное выветривание происходит на контакте фирна со скалами в краевых трещинах, что обуславливает большую крутизну стенок кара почти до самого их основания. Продукты выветривания, попавшие со стенок кара в краевые трещины или на поверхность фирна, в конечном итоге выносятся ледником к устью кара. Удаляя, таким образом, обломочный материал, ледник своей тыловой частью вгрызается в тело горы, заставляя отступать заднюю стенку кара, увеличивая его размеры. Вследствие такого отступления задних стенок смежные кары оказываются разделенными острым гребнем, который продолжает разрушаться и снижаться, образуя седловину. На ряде ледников такие седловины в тыловых или боковых стенках кара понижены относительно других стенок кара на 100—200 м (ледники ИГАН, Обручева, Чернова, Долгушина и др.). Одновременно ледник своей массой эродировывает подледные участки стенок кара и его днище, создавая описанные выше переуглубления в днищах каров.

Интенсивность разрушения стенок кара под влиянием выветривания определялась нами путем подсчета общего объема скатывающихся обломков. Так, со стенок кара ледника ИГАН в течение утра в отдельные ясные дни скатывалось в час от 0,5 до 1,0 м³ обломков различных размеров. В дневные и ночные часы, а также в пасмурную погоду падение обломков наблюдалось значительно реже. Если учесть интенсивность

падения обломков в дни с различной погодой и в разные часы суток, то общий объем обломочного материала, поступающего со стенок кара ледника ИГАН в краевые трещины и на поверхность фирна за летний сезон, может быть приближенно оценен в 50—100 м³. Пересчитав этот объем на площадь северной и западной стенки кара (200 тыс. м²), получим среднюю скорость их отступания 0,3—0,5 мм/год. С учетом периода полного оборота вещества (льда и фирна), равного для ледника ИГАН около 400 лет, общий объем моренного материала в карово-долинной части ледника только за счет выветривания открытых стенок кара составит около 30—40 тыс. м³. Если допустить, что примерно с такой же скоростью происходит экзарация подледных участков стенок кара (площадь их примерно 180 тыс. м²) и с несколько меньшей скоростью экзарация днища кара, то общий объем моренного материала в леднике возрастет примерно до 120—150 тыс. м³. В слое равномерно распределенного по площади ледника (0,75 км²) материала это составит 0,2—0,3 м. Следует отметить, что полученная таким путем величина хорошо согласуется с визуальными оценками общего мореносодержания льда в языковой части ледника.

Зная объем кара ледника ИГАН (равный около 150 млн. м³) и объем моренного материала, выносимого ледником, можно подсчитать время, необходимое для образования кара ледника ИГАН. Оно составляет примерно 250—300 тыс. лет.

Принимая для ледника Обручева величину среднего мореносодержания льда 0,3—0,4 м, получим, что за один полный оборот массы льда, равный примерно 250 годам, будет вынесено около 120—150 тыс. м³ породы (площадь ледника 0,40 км²). Объем кара равен приблизительно 400 млн. м³ (т. е. в 2,5 раза больше кара ледника ИГАН). Отсюда время для образования кара ледника Обручева составит 600—800 тыс. лет. Настоящие расчеты уточняют приведенные нами ранее [288], по которым вследствие завышенной оценки мореносодержания льда время формирования каров было несколько занижено.

Однако необходимо отметить, что указанные расчеты произведены исходя из деятельности современных ледников. В этих расчетах не учтено, что в начальный период развития каров ледники были меньше современных их размеров, а следовательно, медленнее разрабатывали свои вместилища. С другой стороны, в период горного оледенения ледники были более мощными и обладали большей скоростью движения и большей экзарационной и транспортирующей способностью. Нельзя также не учитывать, что многие кары развились из заложенных ранее эрозионных форм (водосборных воронок и т. д.) и, следовательно, часть материала из полости кара была вынесена деятельностью неледниковых факторов. Однако образование большинства каров связано с начала и до конца с нивально-ледниковыми процессами. Таким образом, приведенные выше расчеты являясь приближенными, указывающими только на порядок величин. Во всяком случае, очевидно, что для образования уральских каров необходимо время, исчисляемое несколькими сотнями тысяч лет. Абсолютный же возраст каров вследствие перерывов в оледенении может быть значительно большим. С этой точки зрения нельзя признать правильными представления многих авторов, связывающих образование каров на Урале с заключительными этапами валдайско-зырянского оледенения [41, 109, 135 и др.] или даже с сартанским оледенением [75, 253, 255]. Большинство каров на Урале формировалось в течение значительной части четвертичного периода (см. также гл. VIII). Свежий вид карам придала деятельность современных ледников или сравнительно недавно исчезнувших.

Морфологическая деятельность присклоновых ледников значительно менее интенсивна, чем каровых ледников. Это объясняется прежде все-

го слабым движением льда в присклоновых ледниках, которое не превышает одного-двух дециметров в год. Но даже при таком слабом движении льда крупные присклоновые ледники оказывают экзарационное воздействие на свое ложе. Об этом свидетельствует, в частности, хорошо сглаженная поверхность скал, выступающих на участках, освободившихся ото льда. У нижнего края некоторых присклоновых ледников образуется маломощная морена, у большинства же она отсутствует. Здесь происходит усиленное выветривание и раздробление обломочного материала и отток перенасыщенного водой грунта в виде солифлюкционных потоков. Мелкоземлистая фракция, кроме того, выносится тальми водами. Скорость перемещения поверхностного слоя солифлюкционного материала у нижнего края ледника Оленьего за теплый сезон составила 4—5 см. Сочетание процессов экзарации и солифлюкционного оттока грунта приводит в конечном итоге к отступанию склона при сохранении его крутизны. Однако скорость отступления склона здесь невелика и, по-видимому, на 1—2 порядка меньше, чем у каровых ледников.

Неравномерность отступления склона вследствие различной интенсивности воздействия присклонового ледника на ложе может привести к образованию на одном из его участков прогиба и дать начало формированию зачаточного кара. В свою очередь это обуславливает увеличение массы ледника и его экзарационной способности. Такие зачаточные кары, с весьма малой величиной вреза, развившиеся на месте типичных присклоновых ледников, наблюдаются у ледников Станционного, южной части Медвежьего и некоторых других. Эти ледники мы условно относим уже к карово-висячим. Дальнейшее врезание зачаточных каров вглубь склона приведет к увеличению размеров самих ледников и образованию в конечном итоге типичных каров.

Особенности рельефообразующей деятельности снежников охарактеризованы в ряде работ [42, 43, 105, 229, 230, 321 и др.]. Не останавливаясь на характеристике нивальных процессов, описанных в указанных работах, отметим, что морфологическая активность снежников в значительной мере зависит от типа снежников и времени их существования. Так, можно считать, что крупные многолетние снежники морфологически менее активны, чем более мелкие и периодически стаивающие. Крупные снежники препятствуют процессам выветривания на покрываемых ими участках склонов. Нижняя часть таких снежников часто сложена льдом. Талые воды стекают по инфильтрационным прослоям льда, не достигая грунта. Усиленное выветривание происходит только по краям снежника, откуда продукты выветривания выносятся тальми водами и солифлюкционным течением грунта. Небольшие маломощные снежники, напротив, промачиваются тальми водами до основания, под ними нередко образуются пустоты и выветривание происходит как по краям, так и под снежниками. Обильное увлажнение в течение всего теплого сезона благоприятствует развитию под такими снежниками солифлюкционных процессов. Близкий морфологический эффект обнаруживают летние снежники, стаивающие к концу периода абляции.

Скорость перемещения поверхностного слоя солифлюкционного дльвуна у нижнего края присклонового снежника, по нашим наблюдениям, не превышала 4—6 см за весь теплый сезон. Как и в случае с присклоновыми ледниками, разрушение и отступление склона под воздействием снежника могут привести к созданию нивальной ниши, которая, будучи затем занята ледником, может постепенно превратиться в кар.

Большую роль в формировании рельефа северных районов Урала играет многолетняя (вечная) мерзлота, которая может рассматриваться как своеобразная разновидность современного оледенения, а именно, подземного оледенения. Развивающиеся в условиях многолетней или

длительной сезонной мерзлоты криогенные процессы обуславливают образование целого комплекса форм микро- и мезорельефа, а также специфических типов отложений (структурные грунты, каменистые россыпи, курумы, солифлюкционные натечные и нагорные террасы и т. д.). Если ледники и снежники на Урале оказывают локальное воздействие на рельеф, то мерзлотные процессы имеют площадное развитие, являясь одним из мощных факторов денудации и преобразования рельефа.

Изучением рельефообразующей роли многолетней мерзлоты на Урале занимались С. Г. Боч и И. И. Краснов [40, 41, 43], Л. Д. Долгушин [105] и некоторые другие исследователи. Однако многие вопросы остаются здесь еще нерешенными.

В настоящей монографии мы не имели возможности всесторонне рассмотреть различные формы проявления мерзлотных процессов на Урале, так как это потребовало бы значительного места, и ограничились лишь отдельными замечаниями.

Одним из важнейших площадных факторов денудации в северных районах Урала является солифлюкция. Она обуславливает развитие на Урале как специфических форм рельефа и отложений, так и весьма сходных с ними по внешним признакам образований, за которые их нередко принимают. Выявление надежных диагностических признаков для выделения мерзлотных и ледниковых образований является важной задачей при решении вопроса генезиса рельефа и масштабов четвертичного оледенения Урала.

Так, например, скопления солифлюкционного колювия многими исследователями в ряде случаев необоснованно причислялись к мореным отложениям, натечные и нивальные валы подножий склонов — к боковым моренам и т. д. Особенно большие ошибки допускаются в оценке генезиса горных долин, имеющих корытообразный поперечный профиль. Такие долины, как правило, относят к ледниковым трогам. Однако, как показали наши наблюдения, часть из них не связана с деятельностью ледников и обязана своим образованием действию эрозионных и мерзлотно-солифлюкционных процессов. Эти долины распространены главным образом в восточной зоне расширенных участков хребта. Типичные же ледниковые трог с яркими следами экзарационной и аккумулятивной деятельности расположены в западной половине хребта и приурочены к зоне развития альпийских форм рельефа.

На Полярном Урале встречаются сквозные долины, часто именуемые «перевальными трогам». Однако если в западной зоне расширенных участков хребта сквозные долины формировались, как правило, при участии ледников, в частности, вследствие отступления и разрушения стенок смежных каров, то в восточной зоне хребта образование сквозных долин связано прежде всего с деятельностью регрессивной эрозии, сблизжающей верховья водотоков противоположных склонов, и разрушением оставшейся перемычки нивальными и мерзлотно-солифлюкционными процессами.

Приведенные примеры далеко не исчерпывают всех случаев формирования мерзлотными процессами образований, сходных с ледниковыми формами рельефа. Происхождение некоторых из них рассмотрено также в гл. VIII.

С другой стороны, можно отметить случаи, когда типично ледниковые образования относились к мерзлотным формам.

Внешнее сходство форм рельефа и отложений, образуемых ледниковым и подземным льдом, свидетельствует о необходимости более внимательного подхода при оценке генезиса этих форм, которая должна основываться на комплексном анализе всех особенностей рельефа и процессов его формирующих.

Солифлюкционные процессы обуславливают широкое развитие в горах специфических плоско-ступенчатых форм, или нагорных террас — характернейшего элемента рельефа северных районов Урала. Размеры нагорных террас на Урале различны — от небольших террас, сериями покрывающих склоны горных хребтов и массивов, при ширине площадок в 50—200 м и высоте уступов 5—10 м, до обширных платообразных поверхностей в несколько километров в поперечнике, расположенных ярусами одна над другой с высотой отделяющих их уступов в 100—150 м. Наибольшее развитие нагорные террасы получают на подветренных склонах восточной экспозиции, что связано с большим снегонакоплением. Однако они широко распространены и на наветренных западных склонах. Это говорит о том, что ведущим фактором в формировании нагорных террас являются мерзлотно-солифлюкционные процессы, усиливаемые на подветренных склонах деятельностью присклоновых ледников и снежников.

В литературе получило широкое распространение мнение о том, что на Полярном Урале нагорные террасы и другие мерзлотно-формы рельефа (курумы, каменные росы, натечные террасы) имеют меньшее развитие, чем на Северном Урале [40, 41, 60, 61]. Это связывают обычно с более поздним освобождением Полярного Урала от покровного оледенения. Наши исследования показали, что на Полярном Урале нагорные террасы и другие мерзлотно-формы также широко распространены и хорошо развиты, как и на Северном Урале. Вообще трудно говорить о степени распространения нагорных террас, так как любая плоская поверхность (крупная или малая) в северных районах Урала является результатом воздействия мерзлотно-солифлюкционных процессов.

Как показали наши наблюдения, активные процессы мерзлотно-солифлюкционного террасирования склонов на Полярном Урале охватывают не только гольцевую зону, но наблюдаются также и на более низких уровнях, а именно, в горных долинах, предгорных увалах и даже на прилегающих к горам низменностях. Так, например, мы наблюдали террасированные мерзлотно-солифлюкционными процессами склоны в предгорных увалах, сложенных плотными метаморфическими породами, на абсолютных высотах 250—350 м. Наилучшим образом выражены эти террасы на подветренных склонах увалов, что связано с существованием здесь нередко до середины лета небольших снежников, усиливающих развитие солифлюкционных процессов. На подветренных склонах некоторых увалов насчитывалось до 4—5 террас, имеющих ширину площадок до 100 м и высоту уступов 5—10 м.

Таким образом, «мощность» зоны активных процессов мерзлотно-солифлюкционного террасирования склонов на Полярном Урале значительно большая, чем это представлялось С. Г. Бочем и И. И. Красновым [40, 41].

Описанию механизма образования нагорных террас посвящена большая литература [40, 43, 105, 221 и др.]. Однако в этом вопросе еще нет единства мнений. Не останавливаясь здесь на рассмотрении процессов формирования нагорных террас, отметим, что в настоящее время одним из главных вопросов является выявление соотношения скорости развития поверхности и уступа террасы.

Нами проводились измерения скорости солифлюкционного перемещения грунта на слабо наклонных поверхностях нагорных плато и нагорных террас. Так, на профиле, расположенном на перегибе от плато ИГАН к склону южной экспозиции долины р. Гена-Хадата, годовая скорость солифлюкционного течения грунта в поверхностном слое толщиной 0,5 м при уклонах 10—15° составила в среднем 3—4 см, при крайних значениях по отдельным точкам — от 1 до 8 см. Более глубокие слои грунта в связи с их более поздним оттаиванием переместились, по-видимому, на меньшую величину (максимальная глубина оттаивания грунта здесь до-

стигает 1,2—1,5 м). На поверхности плато с уклоном 3—5° скорость течения грунта не превышала 1 см в год. С такой же скоростью (от 1 до 4 см в год) происходит течение грунта и на слабо наклонных площадках нагорных террас. В связи с этим нам представляются сильно преувеличенными (на 1—2 порядка) данные о скоростях течения грунта, приводимые С. Г. Бочем (от нескольких десятков дециметров до нескольких десятков метров в год).

Скорость снижения поверхности нагорных террас с одинаковым уклоном за счет солифлюкционного «стока» грунта зависит в первую очередь от их размеров. Так, для полного «стока» полосы солифлюкционного коллювия толщиной в 1 м с плато шириной в 1 км необходимо примерно 50—70 тыс. лет. Следовательно, в течение четвертичного периода могло произойти понижение поверхности этого плато только на 15—20 м. Однако в течение тех же 50 тыс. лет может сформироваться нагорная терраса шириной до 100 м и высотой уступа в 10 м. Непосредственное измерение скорости отступания уступов нагорных террас представляет более сложную задачу и требует постановки специальных наблюдений.

Совершенно очевидно, что приведенные выше расчеты являются приближенными. Они не учитывают изменений климатических условий, хотя нужно признать, что современный климат на Полярном Урале весьма благоприятен для развития солифлюкционных процессов. Но, даже руководствуясь этими цифрами, можно себе представить, какое длительное время необходимо для формирования крупных нагорных террас и нагорных плато с высотой уступов нередко до 50—100 м. С этой точки зрения представления многих авторов [40, 41, 105, 253 и др.] об исключительной интенсивности современных мерзлотно-солифлюкционных и нивально-ледниковых процессов и сравнительной молодости рельефа гольцевой зоны Урала требуют существенного пересмотра. Многие крупные нагорные террасы формировались в течение всего четвертичного периода. Условия же для мерзлотно-солифлюкционной денудации на Урале существовали, по-видимому, уже в верхнем плиоцене.

Западная зона Уральского хребта является ареной двух противоположно направленных морфологических процессов — карообразования и мерзлотно-солифлюкционной денудации. Развитие каров создает гребни, пики и в целом обостряет черты рельефа, мерзлотно-солифлюкционная денудация содействует уплощению и округлению острых форм. В конечном итоге взаимодействие этих процессов приводит к понижению вершин гор.

Глава II.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

Уральский хребет, протягивающийся узкой полосой с севера на юг, встает на пути господствующего западного переноса воздушных масс. Меридиональное расположение хребта определяет значительные различия большинства гидрометеорологических показателей в горах и на прилегающих к ним с запада и востока равнинах. Эти различия, особенно сильно проявляющиеся в западной горной полосе Урала, определяют большое своеобразие физико-географического облика горной полосы: наличие альпийского рельефа, ледников, снежников и бурных рек, относительно слабое развитие почвенного и растительного покрова, бедность животного мира.

Горные области Полярного, Приполярного и Северного Урала до 30-х годов нашего столетия в климатическом отношении были совершенно не изучены. Изучение климата Приполярного Урала началось лишь в период II МПГ, когда в горах были организованы летние метеорологические наблюдения на временных метеорологических станциях в районе хребта Сабля и в верховье реки Народы. В ноябре 1933 г. начала работать первая метеостанция в горной части Приполярного Урала — Верхний Шугор, расположенная в поперечной долине р. Шугора среди густого хвойного леса на высоте 270 м над ур. моря. Ее данные дают представление лишь о климате горно-таежного пояса. В 1939 г. в средней части Полярного Урала на высоком плато Рай-Из открылась метеостанция Рай-Из. Данные этих станций, а также близлежащих станций Приуралья и Зауралья, были использованы Л. Д. Долгушиным [105] для описания особенностей климата в Приполярном Урале.

Первые сведения о климате северной части Полярного Урала были получены лишь в период МПГ в результате работ Полярно-Уральской гляциологической экспедиции Института географии АН СССР. В западной горной полосе Полярного Урала, в районе сосредоточения наиболее крупных ледников, были организованы две постоянно действующие метеорологические станции. В августе 1957 г. начались наблюдения на метеостанции Б. Хадата, расположенной в поперечной горной долине на высоте 232 м над ур. моря, а с августа 1958 г. — на метеорологической станции Плато ИГАН (750 м над ур. моря). Для контроля осадков, измеренных осадкомерами на высокогорных плато, привлечены данные о стоке верховий рек Урала.

Чтобы показать общий климатический фон территории и как на этом фоне выделяется горная область Урала, были использованы также данные метеорологических станций, расположенных на прилегающих к Ура-

лу с запада и востока равнинах за период 1935—1961 гг. Сравнительно короткие ряды, а также пропуски в наблюдениях по некоторым метеостанциям были восстановлены на основании графиков связи отдельных метеозлементов по этим станциям с метеозэлементами близлежащих станций, имеющих хорошую коррелятивную связь.

1. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

Климат северной части Урала складывается под влиянием арктического воздуха (АВ), формирующегося над центральным полярным бассейном, и воздуха умеренных широт (ВУШ). Летом, когда на северо-востоке стационарирует арктический антициклон, сюда приходит иногда континентальный тропический воздух (КТВ), формирующийся над Средней Азией.

На циркуляционный режим решающее влияние оказывает положение барических полей по периодам года. Зимой над большей частью Азиатской территории СССР расположена область высокого давления (сибирский антициклон), центр которого находится над северной Монголией. Отроги сибирского антициклона периодически приходят на Европейскую территорию СССР (Поволжье, Украина) и даже в Западную Европу. На северо-востоке Западной Сибири ядра антициклона довольно часто стационарируют над районом Таймырского полуострова, образуя таймырский максимум, который за 10 лет (1947—1956 гг.) наблюдался 67 раз [245]. На северную часть Урала отроги сибирского максимума заходят довольно редко. В Арктике, над районом Баренцева моря, проходит довольно устойчивая ложбина исландско-карского минимума [241].

Такое сочетание барических полей зимой обуславливает преобладание южных и юго-западных ветров над северной частью Европейской территории Союза, идущих по западной периферии сибирского антициклона. По мере более глубокого проникновения ядер сибирского антициклона на запад усиливается перенос сравнительно теплого и влажного воздуха с Атлантики с ветрами западных румбов. Зимой к северу от Полярного Урала, примерно на широте Маточкина Шара, проходит арктический фронт [314] на линии конвергенции воздушных масс.

Наиболее интенсивная циклоническая деятельность, связанная с арктическим фронтом, наблюдается в северной горной части Полярного Урала; к югу она постепенно ослабевает. Зимой наиболее часто приходят циклоны с запада и северо-запада по ложбине исландско-карского минимума. В западных предгорьях они обостряются и способствуют обильному выпадению снега в западной горной полосе Урала.

Прохождение циклонов сопровождается усилением ветра, повышением температуры воздуха, падением давления и увеличением осадков. Циклоны, как правило, проходят сериями, до 3—7 в серии. Так, для большей части зимы 1958/59 г. были характерны периоды с интенсивными снегопадами, сопровождающиеся подъемом температуры воздуха и понижением давления (рис. 16). Аналогичная погода наблюдалась также зимой 1957/58 и 1959/60 гг.

Обострение циклонической деятельности особенно сильно сказывается над горной частью Урала, где скорость ветра, по данным метеостанций Б. Хадата, Плато ИГАН и Рай-Из, нередко достигает ураганной силы (более 40 м/сек).

Повторяемость вторжений воздушных масс из Атлантики зимой в южной части Северного Урала составляет около 30% [324]. По мере продвижения к востоку и юго-востоку морской воздух умеренных широт трансформируется в континентальный. Зимой антициклоны перемещаются наиболее часто по ультраполярной оси: Новая Земля — Средняя Печора — Верхнее Прикамье. С антициклонами, идущими из района Барен-

цова и Карского морей, приходит ясная сухая погода с низкими температурами воздуха и температурными инверсиями в горах. Антициклональная погода между сериями циклонов продолжается обычно лишь 1—2 дня. Как исключение, в апреле 1958 г. на Полярном Урале (станция Б. Хадата) она продолжалась около двух недель.

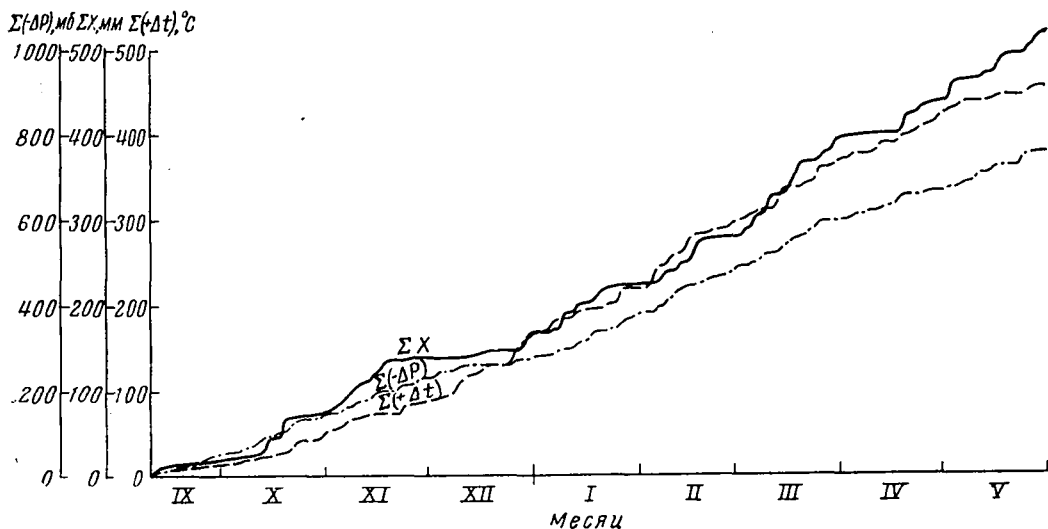


Рис. 16. Интегральные кривые отрицательных приращений давления воздуха — ΔP , количества выпадающих твердых осадков X и положительных приращений температуры воздуха Δt за холодный период 1958/59 г. по метеостанции Б. Хадата

Весной, в связи с ослаблением сибирского антициклона, зональная циркуляция постепенно сменяется меридиональной. Часто происходит смена вторжений теплых и холодных воздушных масс. Стаивание снежного покрова начинается в южных и восточных частях исследуемой территории во второй половине апреля, постепенно продвигаясь к северу и на запад. Горизонтальный температурный градиент составляет $1,1\text{--}1,3^\circ$ на 100 км, т. е. увеличивается по сравнению с зимним вдвое. В розе ветров начинает доминировать северная составляющая, т. е. усиливается приток арктического воздуха и ослабевает приток атлантического. Возвраты холодов бывают даже в конце мая и в начале июня.

В теплый период циркуляция воздуха значительно отличается от циркуляции в холодный период. Сибирский максимум исчезает вследствие сильного нагрева материка. Исландский минимум ослабевает, а над южной частью Русской равнины часто появляются ядра азорского антициклона.

В Приуралье северо-западные ветры приносят атлантический воздух, который трансформируется над материком в континентальный воздух умеренных широт. Летом трансформации воздуха способствуют высокие значения радиационного баланса, обеспечивающие большой вертикальный градиент температуры воздуха и конвективный перенос тепла и влаги в верхние слои тропосферы. В результате прогревания подстилающей поверхности и усиления конвекции выпадает значительное количество внутримассовых осадков, особенно в горной части Северного и Приполярного Урала и в Зауралье.

В Зауралье летом преобладают ветры северо-восточного направления. Более редкие южные и юго-западные ветры, приносящие континентальный тропический воздух, связаны с барическими максимумами, движущимися к востоку от Урала по западной периферии Западно-Сибирской низменности.

Между летними циклонами на территорию района заходят антициклоны. Наиболее частыми направлениями их путей являются летняя полярная ось Шпицберген — п-ов Канин — Верхняя Печора и летняя ультраполярная ось Карское море — Байдарацкая Губа — Верхняя Вишера. В антициклонах заходит с севера арктический воздух, имеющий большую прозрачность, сравнительно низкую температуру и пониженную абсолютную влажность. Циклоническая деятельность в теплый период, по сравнению с холодным, заметно ослаблена, хотя интенсивность выпадения осадков в летний период значительно выше, чем в зимний. Весной и осенью происходит постепенная замена одних процессов другими в связи с изменением положений барических полей.

Уральский хребет оказывает значительное воздействие на воздушные течения и фронты, проходящие по районам, прилегающим к нему [264]. Это сказывается прежде всего на увеличении скоростей воздушных течений над Уралом. Кроме того, Уральский хребет вызывает орографические осадки на западном склоне, не связанные с фронтами. Они могут возникать при определенной барической ситуации, когда над территорией района стационарируют отроги сибирского антициклона. Орографические осадки на западном склоне Урала более интенсивны, чем на восточном, как в холодный, так и в теплый периоды. Этим объясняется наличие мощного снежного покрова в западной горной полосе Урала, тогда как восточнее этой полосы снега гораздо меньше.

2. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КЛИМАТА

Рассматриваемая территория Урала лежит в двух климатических поясах. Северная часть Полярного Урала расположена в атлантической области субарктического пояса, южная часть Полярного Урала и Приполярный Урал — в восточной подобласти атлантико-арктической области умеренного пояса. Горная часть Северного Урала и Приуралье входят в северо-восточную подобласть атлантико-континентальной лесной области умеренного пояса, в Зауралье — в северную и южную подобласти континентальной лесной западно-сибирской области умеренного пояса [12].

Распределение основных элементов климата тесно связано с циркуляционным режимом и орографическими особенностями территории. Чтобы выявить изменение метеорологических элементов при подходе воздушных масс к Уралу с запада, необходимо рассмотреть в климатическом отношении более обширную территорию к западу от хребта, чем к востоку от него.

Путем сопоставления основных элементов климата Урала и прилегающих равнин можно наиболее отчетливо определить особенности климата Уральского хребта и его значение как климатораздела между Приуральем и Зауральем. С этой целью были использованы метеорологические данные за 27-летний период (1935—1961 гг.) по станциям к западу от Урала: Нарьян-Мар, Усть-Цильма, Сыктывкар, Воркута, Усть-Шугор, Чердынь и к востоку от Урала: Салехард, Саранпауль, Ивдель и Амдерма, расположенная на побережье Карского моря. Из горных станций использовались материалы наблюдений по метеостанциям Рай-Из и Верхний Шугор, а также данные метеостанций Полярно-Уральской экспедиции Б. Хадата и Плато ИГАН. Частично использовались также данные метеостанций Елецкая в западных предгорьях Полярного Урала и Полярный Урал в долине Елецко-Собского перевала.

В результате обработки материалов перечисленных выше станций была составлена карта-схема основных элементов климата: температуры воздуха, осадков и роз повторяемости направления ветра за холодный и теплый периоды (рис. 17). В горной области Урала изотермы холодного

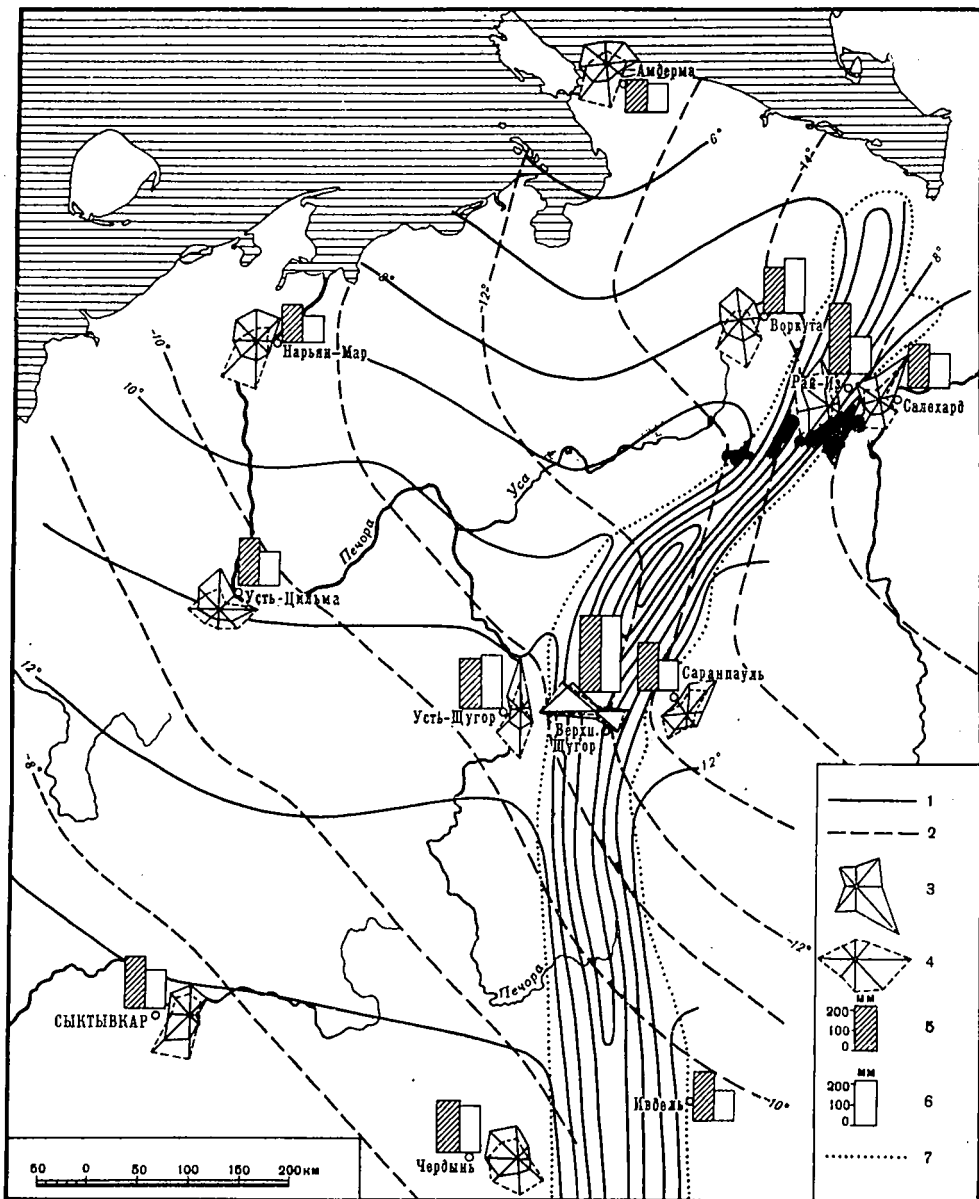


Рис. 17. Распределение основных метеозлементов в северной части Урала и на прилегающих равнинах

1 — изотермы теплого периода, 2 — изотермы холодного периода, 3 — розы ветров теплого периода, 4 — розы ветров холодного периода, 5 — сумма осадков теплого периода, 6 — сумма осадков холодного периода, 7 — граница горной части Урала

и теплого периодов проведены по средним высотам с учетом вертикального температурного градиента соответствующего периода, а на равнинах — интерполяцией температуры воздуха между соседними станциями. Осадки подсчитаны как средние суммы за 27-летний период наблюдений (с 1935 по 1961 г.). Розы ветров построены на основании средней повторяемости ветров за холодный и теплый периоды.

При обработке материалов наблюдений выделены: холодный период с октября по апрель, совпадающий с периодом аккумуляции на ледниках, теплый период с июня по сентябрь (период интенсивной абляции на

ледниках) и переходный весенний период — май, соответствующий на юге района теплому периоду, а на севере — холодному. Осеннего переходного периода не выделено, так как в конце сентября — начале октября наблюдается довольно резкий переход от теплого периода к холодному.

Радиационный режим

Наиболее северная часть Урала находится за полярным кругом, поэтому зимой здесь бывает полярная ночь, а летом солнце не заходит за горизонт. Продолжительность солнечного сияния в Зауралье и в Приуралье почти одинакова и меняется незначительно с севера на юг. Так, за 1961 г. по данным равнинных метеостанций она составляла 1500—1600 час. В горах число часов солнечного сияния уменьшается и за 1961 г. по данным метеостанций Рай-Из и Верхний Щугор равнялось всего 1350. Это подтверждается также данными метеостанции Плато ИГАН за 1959—1960 и 1962 гг., где средняя продолжительность солнечного сияния составляет 1370 час/год. Средняя продолжительность солнечного сияния по метеостанции Б. Хадата за период 1958—1962 гг. была равна 1130 час в год, но эта величина явно преуменьшена ввиду значительной закрытости горизонта с юга и северо-запада.

Общее уменьшение продолжительности солнечного сияния в горной области Урала объясняется увеличением облачности над горами по сравнению с Приуральем и Зауральем, что в свою очередь зависит от циркуляции атмосферы. В табл. 5 приведены данные составляющих радиационного баланса по некоторым метеостанциям [27] и данные метеостанций Полярно-Уральской экспедиции.

Суммарная радиация (Q). Основная закономерность распределения суммарной радиации по территории — увеличение ее с севера на юг. В Приуралье и горных долинах Урала количество поступающей Q в среднем за год на 3—4 ккал/см² меньше, чем в Зауралье. Некоторое уменьшение Q по отношению к горным долинам наблюдается также на высоких плато (см. табл. 5). За теплый период суммарной радиации поступает вдвое больше, чем за холодный, причем Зауралье получает примерно на 4 ккал/см² больше, чем Приуралье. В теплый период Q увеличивается с севера на юг незначительно. В холодный период в Приуралье и Зауралье не наблюдается разности в приходе Q , а с севера к югу она возрастает на 4 ккал/см². На рис. 18 приведен годовой ход месячных сумм составляющих радиационного баланса на Полярном Урале за 1959 г.

Максимальная среднемесячная интенсивность Q по метеостанции Елецкая отмечена в мае 1958 г. (12 час 30 мин). Абсолютный максимум Q , наблюдавшийся на метеостанции Б. Хадата 9 мая 1961 г., равен 1,34 ккал/см² · мин при облачности 8/2 Ас. С. Наименьшая среднемесячная сумма Q по всем станциям территории отмечена в декабре. На севере территории она равна нулю, а на юге (по данным метеостанции Ивдель) в среднем за декабрь составляет 0,5 ккал/см².

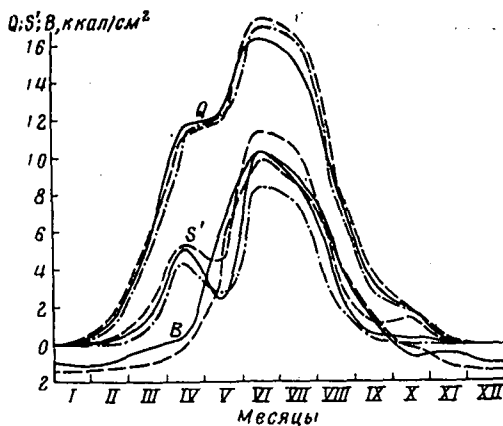


Рис. 18. Годовой ход месячных сумм суммарной радиации Q , прямой солнечной радиации S' и радиационного баланса B на Полярном Урале за 1959 г.

Сплошная кривая — ст. Елецкая, пунктирная — Салехард, штрих-пунктирная — Б. Хадата

Составляющие радиационного баланса, ккал/см²·1°

Таблица 5

Метеорологическая станция	Период наблюдения	Вид радиации	Месяцы												Холодный период (X-IV)	Теплый период (VI-IX)	Год
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Прнуралье																	
Елецкая . . .	1955—1959	Q	0,1	1,2	5,6	11,6	13,3	13,5	14,6	8,9	3,3	1,6	0,3	0,0	20,4	40,3	74,0
		D	0,1	0,8	3,3	6,4	8,5	7,0	6,6	4,9	2,6	1,2	0,2	0,0	12,0	21,1	41,6
		S'	0,0	0,4	2,3	5,2	4,8	6,5	8,0	4,0	0,7	0,4	0,1	0,0	8,4	19,2	32,4
		A _к , %	74	77	79	70	35	16	17	18	22	54	75	71	71	19	51
	1959	B _к	0,1	0,3	1,2	5,4	8,3	11,3	12,0	7,3	2,6	0,7	0,3	0,0	8,0	33,2	49,5
		B	-1,1	-1,0	-0,3	0,6	6,3	10,4	9,1	4,7	1,4	-0,6	-0,4	-1,0	-3,8	25,6	28,1
		Горная область															
		Б. Хадата . . .	1958—1961	Q	0,1	1,0	5,0	10,8	14,4	14,3	14,6	8,6	3,4	1,8	0,3	0,0	19,0
D	0,1			1,0	3,8	6,3	9,4	8,2	6,1	4,9	2,9	1,6	0,3	0,0	13,1	22,1	44,6
S'	0,0			0,0	1,2	4,5	5,0	6,1	8,5	3,7	0,5	0,2	0,0	0,0	5,9	18,8	29,7
A _к , %	60			61	74	73	48	23	20	20	28	62	57	—	64	23	49
1959	B _к		0,0	0,4	1,3	2,8	7,6	11,1	11,6	6,9	2,4	0,7	0,1	0,0	5,3	32,0	44,9
	B		-1,2*	-0,92*	-1,42*	-0,12*	2,02*	7,42*	7,83*	4,43*	1,23*	-0,84*	-1,34*	-1,24*	-6,9	20,8	15,9
	Плато ИГАН																
	Плато ИГАН . . .		1959	Q	0,1	1,3	4,1	10,0	10,4	17,8	14,8	7,6	3,3	2,2	0,4	0,0	18,1
D		0,1		1,0	2,9	5,5	7,6	8,1	6,9	4,9	2,9	1,9	0,3	0,0	11,7	22,8	42,1
S'		0,0		0,3	1,2	4,5	2,8	9,7	7,9	2,7	0,4	0,3	0,1	0,0	6,4	20,7	29,9
A _к , %		76		79	78	80	73	54	14	14	42	75	70	—	76	31	61
1959		B _к	0,0	0,3	0,9	2,0	2,8	8,2	12,7	6,5	1,9	0,5	0,1	0,0	3,8	29,3	35,9
		B	-1,1	-1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Зауралье															
		Салехард . . .	1957—1959	Q	0,2	1,3	5,6	10,7	13,4	15,0	16,0	9,4	3,8	1,8	0,4	0,3	20,3
D	0,1			1,0	3,4	6,1	8,1	7,1	6,7	5,5	2,6	1,1	0,3	0,1	12,1	21,9	42,1
S'	0,1			0,3	2,2	4,6	5,3	7,9	9,3	3,9	1,2	0,7	0,1	0,2	8,2	22,3	35,9
A _к , %	80			82	80	70	35	17	20	21	20	62	80	79	76	20	54
1959	B _к		0,0	0,2	1,2	5,0	8,9	12,3	12,7	7,4	3,1	0,7	0,1	0,0	7,2	35,5	51,6
	B		-1,4	-1,3	-1,0	0,0	4,6	9,9	8,5	4,7	1,6	-0,1	-1,1	-1,4	-6,3	24,7	23,0
	Ивдель																
	Ивдель		1957—1959	Q	0,8	2,3	6,7	9,7	12,0	15,0	14,3	10,9	5,5	2,6	1,1	0,5	23,7
D		0,6		1,4	3,5	4,8	6,3	6,8	6,5	5,6	3,4	1,7	0,7	0,3	13,0	22,3	41,6
S'		0,2		0,9	3,2	4,9	5,7	8,2	7,8	5,3	2,1	0,9	0,4	0,2	10,7	23,4	39,8
A _к , %		80		81	78	46	23	22	21	22	22	45	57	79	67	22	48
1959		B _к	0,2	0,5	1,5	5,3	9,3	11,6	11,2	8,5	4,2	1,4	0,3	0,1	9,3	35,5	54,1
		B	-0,9	-0,7	-0,3	3,4	6,4	8,2	8,0	5,4	2,2	0,0	-1,0	-1,1	-0,6	23,8	29,6

* Данные актинометрических наблюдений по метеостанциям Б. Хадата и Плато ИГАН получены Полярно-Уральской гляциологической экспедицией и публикуются впервые. Курсивом даны значения радиационного баланса, восстановленного интерполяцией в годовом ходе по метеостанции Салехард.

** Наблюдения за 1958 г. ** за 1961 г. ** за 1957, 1961 гг.

Прямая солнечная радиация (S'). Средние годовые величины S' весьма различны в горах и на прилегающих равнинах. На высоких плато, по данным метеостанции Плато ИГАН, S' меньше, чем в Приуралье и Зауралье, соответственно на 2 и 6 ккал/см²·год. С севера на юг приход S' за год возрастает почти на 4 ккал/см². В холодный период существенного различия в приходе S' в Приуралье и Зауралье не наблюдается; величина ее незначительна и за семь месяцев составляет всего около 25% от годовой суммы. С севера на юг S' увеличивается примерно на 3 ккал/см². В горах, в связи с более плотной облачностью, приход S' меньше, чем на окружающих равнинах, на 2 ккал/см².

За теплый период наблюдается существенная разница в приходе S' между Приуральем и Зауральем. В Зауралье за теплый период S' поступает больше, чем в Приуралье на 3 ккал/см². В горах и Приуралье приход S' почти одинаков. С севера на юг S' увеличивается незначительно.

В северной части района максимальная среднемесячная величина S' наблюдается в июле, а в южной — в июне, что подчеркивает большую континентальность климата в южной части района. Максимальная интенсивность S' , наблюдавшаяся на метеостанции Б. Хадата 12 июня 1961 г. в 12 час 30 мин в ясную погоду, достигла 0,94 ккал/см²·мин при высоте солнца 44°, что составляет 76% от метеорологической солнечной постоянной (1,8 ккал/см²·мин). Это подтверждает высокую прозрачность атмосферы в горах.

Рассеянная солнечная радиация (D). В горной области средняя годовая сумма D на 5 ккал/см² больше, чем в Приуралье, и на 7—8 ккал/см² больше, чем в Зауралье. В Зауралье наблюдается незначительное (на 2—3 ккал/см²) увеличение годовой суммы D с севера на юг, причем в холодный период этого увеличения почти не наблюдается. Зимой в горах D больше, чем на прилегающих равнинах, примерно на 2 ккал/см², что объясняется увеличением облачности над горами, уменьшающей прямую солнечную радиацию.

В теплый период распределение D по территории более равномерно и величина ее составляет от 21 до 23 ккал/см². Максимальная среднемесячная интенсивность D , наблюдаемая на метеостанции Елецкая в мае 1958 г. в 12 час 30 мин равнялась 0,56 ккал/см²·мин.

Поглощенная радиация (B_k). Наибольшего значения B_k достигает в Зауралье, где средняя годовая сумма ее увеличивается с севера на юг от 52 до 54 ккал/см². В Приуралье B_k едва достигает 50, а в горной области — лишь 40 ккал/см². Уменьшение поглощенной радиации в горах объясняется более длительным залеганием снежного покрова по сравнению с Приуральем и Зауральем. В мае в горах еще лежит глубокий снег, а в Зауралье он уже стаял.

В холодный период величина поглощенной радиации сравнительно невелика и зависит в основном от прихода суммарной радиации. Подстилающей поверхностью всюду является снежный покров, альbedo которого меняется от 66 до 76% в зависимости от состояния поверхности снежного покрова. В Приуралье и Зауралье поглощенная радиация равна около 8 ккал/см², в горной области — 4—5 ккал/см². С высотой величина поглощенной радиации уменьшается.

В теплый период поглощенная радиация в горах составляет около 30 ккал/см²; она меньше, чем в Приуралье и в Зауралье соответственно на 3 и 6 ккал/см². Большая сумма поглощенной радиации в теплый период обусловлена малой отражающей способностью (альbedo) подстилающей поверхности, которая в среднем по территории равна около 20%.

Альbedo (A_k). В среднем за год A_k весьма большое, так как территория значительную часть года покрыта снегом. Зимой альbedo всюду составляет около 80%. В отдельные дни, когда на поверхности снеж-

ного покрова под воздействием ветра образуются заструги, альbedo при низком стоянии солнца может достигать 95% и более.

Радиационный баланс (B). В горах Урала радиационный баланс изучен очень слабо. Материалы наблюдений имеются лишь по отдельным станциям (Елецкая и Салехард) за 1959 г. В горах на метеостанции Б. Хадата проводились только эпизодические наблюдения за радиационным балансом, по которым были восстановлены годовые и сезонные суммы B (табл. 6). В Зауралье годовая сумма B возрастает с севера на юг на 7 ккал/см^2 , достигая на юге 30 ккал/см^2 . В Приуралье годовая сумма B на 5 ккал/см^2 больше, чем в Зауралье, а в горах радиационный баланс, по данным метеостанции Б. Хадата, значительно меньше, чем на прилегающих равнинах (см. табл. 5).

В холодный период для всех станций характерен отрицательный радиационный баланс. Наибольшая потеря тепла подстилающей поверхностью наблюдается в Зауралье (Салехард), где отмечена наименьшая сумма B за холодный период. В Приуралье B значительно выше, чем в Зауралье, что объясняется большей облачностью в Приуралье, в результате которой интенсивность эффективного излучения подстилающей поверхностью в Приуралье заметно ослабляется, а B увеличивается.

В теплый период дифференциация радиационного баланса по Приуралью и Зауралью незначительная и сумма B составляет около 25 ккал/см^2 . В горной части Урала сумма B за теплый период существенно меньше, чем в предгорьях, что связано с большей облачностью в горах и большей повторяемостью числа дней с туманами.

На Полярном и Приполярном Урале годовая затрата тепла на испарение составляет около 10 ккал/см^2 [329], а в южной части Северного Урала — 13 ккал/см^2 [324]. Оставшаяся от радиационного баланса приходная часть тепла идет на турбулентный теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой.

Давление воздуха и ветер

В связи с тем, что рассматриваемый район вытянут с севера на юг более, чем на 800 км, влияние барических полей на циркуляцию воздушных масс в разных частях его территории сказывается по-разному.

Влияние исландско-карского минимума в холодный период больше сказывается в северной части района, чем в южной, где повторяемость и глубина циклонов несколько меньше, чем на севере. Во время интенсивной циклонической деятельности атмосферное давление изменяется в течение суток на 12—15, а иногда на 20 мб и более [204].

Влияние сибирского максимума сказывается больше на территории Зауралья, чем Приуралья и горной области Урала. В течение теплого

периода азорский максимум воздействует в основном на район Северного и Приполярного Урала; на Полярный Урал континентальный тропический воздух, связанный с влиянием азорского максимума, заходит сравнительно редко.

Годовой ход среднемесячного атмосферного давления имеет параллельную направленность по всем станциям района, поэтому приводим ход давления за многолетний период (25 лет) лишь по одной метеостанции Салехард (рис. 19, а). Атмосферное давле-

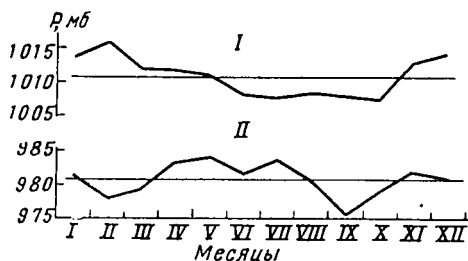


Рис. 19. Годовой ход среднемесячного давления воздуха P за 25-летний период наблюдений по метеостанции Салехард (I) и за 5-летний период по метеостанции Б. Хадата (II)

Таблица

Годовой ход составляющих радиационного баланса подстилающей поверхности по метеостанции Б. Хадгта, ккал/см^2

Вид радиации	Месяцы												Холодный период X—IV	Теплый период XI—IX	Год	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII				
1958 г.																
Q	0,0	1,2	6,1	11,7	15,8	13,3	11,5	7,7	4,0	1,7	0,3	0,0	21,0	36,5	73,3	
D	0,0	1,2	4,3	6,3	10,9	7,3	5,8	4,0	3,6	1,6	0,3	0,0	13,7	20,7	45,3	
S'	0,0	0,0	1,8	5,4	4,9	6,0	5,7	3,7	0,4	0,1	0,0	0,0	7,3	15,8	28,0	
A _к , %	75	67	82	80	65	26	20	22	42	53	33	—	—	—	—	
B _к	0,0	0,4	1,1	2,3	5,5	9,8	9,2	6,0	2,3	0,8	0,2	0,0	4,8	27,3	37,6	
B	-1,2	-0,9	-1,4	-0,1	2,0	7,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
1959 г.																
Q	0,1	1,0	4,7	11,2	12,3	16,9	15,2	8,2	2,8	1,8	0,3	0,0	19,1	43,1	74,5	
D	0,1	1,0	3,8	6,8	9,5	8,5	7,7	5,8	2,5	1,7	0,3	0,0	13,7	24,5	47,7	
S'	0,0	0,0	0,9	4,4	2,8	8,4	7,5	2,4	0,3	0,1	0,0	0,0	5,4	18,6	26,8	
A _к , %	57	60	68	72	50	21	18	17	18	72	67	—	—	—	—	
B _к	0,0	0,4	1,5	3,1	6,1	13,4	12,4	6,8	2,3	0,5	0,1	0,0	5,6	34,9	46,6	
1960 г.																
Q	0,0	0,9	5,0	10,2	17,3	12,9	14,6	8,5	3,2	1,6	0,3	0,0	18,0	39,2	74,5	
D	0,0	0,9	3,4	6,0	7,7	7,5	5,7	4,0	2,2	1,4	0,3	0,0	12,0	19,4	39,1	
S'	0,0	0,0	1,6	4,2	9,6	5,4	8,9	4,5	1,0	0,2	0,0	0,0	6,0	19,8	35,4	
A _к , %	50	56	74	69	27	20	21	21	26	52	60	—	—	—	—	
B _к	0,0	0,4	1,3	3,2	12,6	10,4	11,5	6,7	2,4	0,8	0,1	0,0	5,8	31,0	49,4	
1961 г.																
Q	0,1	0,9	4,1	10,2	12,4	14,2	17,1	10,2	3,4	2,1	0,3	0,0	17,7	44,9	75,0	
D	0,1	0,9	3,6	6,2	9,6	9,6	5,3	5,8	3,2	1,8	0,3	0,0	12,9	23,9	46,4	
S'	0,0	0,0	0,5	4,0	2,8	4,6	11,8	4,4	0,2	0,3	0,0	0,0	4,8	21,0	28,6	
A _к , %	59	60	71	72	52	24	22	21	26	70	67	—	—	—	—	
B _к	0,1	0,4	1,2	2,8	6,0	10,8	13,4	8,1	2,5	0,6	0,1	0,0	5,2	34,8	46,0	
B	—	—	—	—	—	—	7,8	4,4	1,2	-0,8	-0,9	-1,3	—	—	—	

ние в течение года изменяется плавно. Высокое давление с максимумом в феврале отмечается в течение почти всего холодного периода, низкое приурочено к летним месяцам. За последний пятилетний период (рис. 19, б) атмосферное давление не соответствует многолетнему и имеет обратную направленность. Повышение давления за теплый период и понижение за холодный по сравнению с многолетним периодом можно объяснить некоторым изменением циркуляции: усилением циклонической деятельности зимой и ослаблением ее летом. Это приводит к увеличению выпадения осадков в течение холодного периода и к более теплomu летнему периоду. Необходимо отметить, что сильному понижению атмосферного давления в сентябре (см. рис. 19, б) соответствует максимум среднемесячной суммы осадков за год.

Годовой ход атмосферного давления и смена барических полей в течение года оказывают решающее влияние на ветровой режим в целом по району. В Приуралье (станция Воркута) в течение холодного периода преобладающими являются ветры с южной составляющей (рис. 20). Повторяемость северных ветров за октябрь-ноябрь резко уменьшается и с декабря по февраль составляет минимум за год. В конце холодного периода, в апреле, уменьшается повторяемость южных ветров и возрастает повторяемость западных. Большей средней скоростью за холодный период обладают ветры юго-западного и западного направлений. Скорость их составляет 8—8,5 м/сек, скорость ветра южного направления равна лишь 6 м/сек. Начиная с мая доминирует северная составляющая, которая уступает место южной составляющей лишь в сентябре. Средняя скорость северо-западного ветра равна 7,5 м/сек. В течение года южные ветры являются основными; западные, северные и восточные ветры по повторяемости значительно уступают южным и почти равны между собой. Максимальную скорость за год (7—7,5 м/сек) имеют юго-западные и западные ветры, южный ветер имеет скорость 6 м/сек.

В западной горной полосе Урала, в отличие от Приуралья, в холодный период основными являются ветры с западной составляющей, причем повторяемость южных ветров несколько больше, чем северных. Ветры восточных румбов почти отсутствуют. Наибольшую среднюю скорость имеют западные ветры (более 12 м/сек). Конец холодного периода характеризуется увеличением повторяемости северо-западных ветров. В мае заметно уменьшается повторяемость западных ветров, а роль северных, и особенно южных, возрастает. В течение теплого периода господствующими становятся сначала ветры северо-западные, затем северные и в конце периода южные. Роль западных ветров с начала лета постепенно ослабевает. Максимальная скорость ветра за теплый период приходится на западные ветры (более 8 м/сек). По другим румбам скорость ветра за теплый период не превышает 5—6 м/сек. Для западной горной полосы Урала характерна чрезвычайно малая повторяемость ветров с восточной составляющей. В годовом аспекте доминируют ветры западные и северо-западные.

Для восточной горной полосы Урала за холодный период западные ветры, по сравнению с западной горной полосой, не являются преобладающими. По повторяемости они составляют около 17%. Здесь господствуют юго-западные, северо-западные и северные ветры (в начале периода северо-западные, в конце юго-западные). Ветры в восточной четверти, так же как и в западной горной полосе, почти отсутствуют. Средняя скорость ветра северо-западного направления 12 м/сек, юго-западного — 10 м/сек. Скорость западного ветра уменьшается до 8 м/сек.

В теплый период преобладает северный ветер и лишь к концу периода — юго-западный. Скорость ветра северной повторяемости около 10 м/сек. Для восточной полосы характерна меридиональная циркуля-

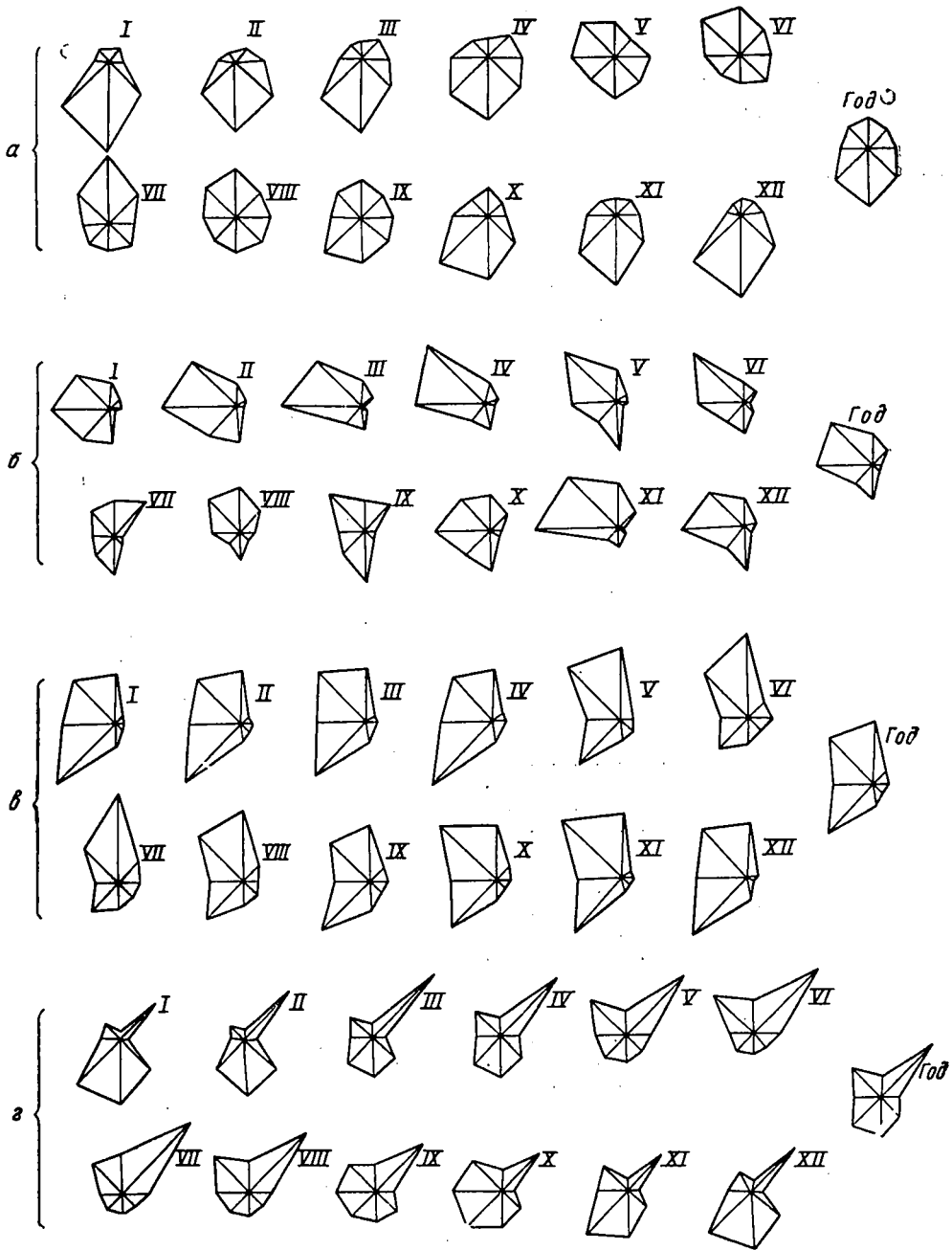


Рис. 20. Розы повторяемости ветров на Полярном Урале
 а — Воркута, б — Плато ИГАН, в — Рай-Из, г — Салехард

ция атмосферы в течение всего года (см. рис. 20). Средняя за год скорость северо-западного ветра равна 11 м/сек, а юго-западного и северного — соответственно 9 и 9,5 м/сек. В среднем за год доминируют ветры юго-западного, северо-западного и северного направлений. Таким образом, в восточной горной полосе Урала западные ветры, столь характерные для западной его полосы, существенно изменены по направлению и ослаблены по силе передовыми западными хребтами Урала.

В Зауралье в первой половине холодного периода господствуют юго-западные и южные ветры, а во второй половине — северо-восточные, которые продолжают господствовать в течение всего теплого периода. Средняя скорость доминирующих ветров 5—6 м/сек. В среднем за год преобладают ветры северо-восточного направления, связанные с вторжением холодного воздуха из района Карского моря. Северо-западные, юго-западные и южные ветры также играют большую роль в ветровом режиме за год. Уменьшение повторяемости западных ветров в Зауралье объясняется влиянием Уральского хребта на ветры западных румбов в приземном слое воздуха. Зимой европейский воздух перетекает хребет и течет вверх холодного сибирского воздуха, не спускаясь вниз на равнину [12]. Это влияние, видимо, имеет место не только зимой, но и в течение всего года.

Таблица 7

Число дней с бурным ветром

Метеорологическая станция	Высота над ур. моря, м	Холодный период (октябрь—апрель)	Год
Приуралье			
Воркута	180	38	49
Елецкая	100	21	23
Усть-Шугор	75	3	5
Чердынь	206	12	26
Горная область			
Полярный Урал	178	56	76
Плато ИГАН	755	118	149
Б. Хадата	232	85	115
Рай-Из	890	96	138
Верхний Шугор	270	9	10
Зауралье			
Салехард	19	24	42
Саранпауль	18	3	5
Ивдель	101	1	2

Наибольшая повторяемость числа дней с бурным ветром (скорость ветра 14 м/сек) наблюдается на высоких плато в горной области Полярного Урала (табл. 7). В поперечных горных долинах число дней с бурным ветром уменьшается с запада на восток и с севера на юг. В Приуралье и Зауралье число дней с бурным ветром уменьшается с севера на юг, причем в Приуралье бурный ветер повторяется чаще, чем в Зауралье.

Наибольшее число дней с бурным ветром приходится на холодный период. Так, по станциям Полярного Урала (Приуралье и горная область) повторяемость дней с бурным ветром составляет более 70% от годовой величины. Лишь в Зауралье она не превышает 60%. Наибольшая повторяемость числа дней с бурным ветром в Приуралье и горной области Урала наблюдается в марте. Анализируя розы повторяемости ветров по профилю через Полярный Урал, приходим к выводу, что

господствующие в нижнем слое воздуха в Приуралье ветры юго-западного направления над горной частью Урала разворачиваются перпендикулярно хребту, т. е. приобретают западное и северо-западное направления. Скорость ветра при этом значительно увеличивается. В Зауралье воздушный поток снова меняет направление на то же, что и в Приуралье, но скорости и повторяемость ветра с западной составляющей меньше; добавляется еще северо-восточный ветер, доминирующий по повторяемости.

Разворот ветра над Уральскими горами можно объяснить двумя факторами.

Во-первых, над горами образуется зона динамического понижения давления воздуха. Величина перепада давления в соответствии с теоремой Бернулли определяется величиной разности квадратов скоростей ветра над равниной и над горами. Сравнивая величины давления воздуха на горно-долинной метеостанции Б. Хадата (абс. высота 232 м) и на равнинной метеостанции Воркута (абс. высота 180 м), приведенные к одному уровню, мы обнаружили, что в зимние месяцы среднемесячная величина давления воздуха на первой на 2—4 мб меньше, чем на второй. В летние месяцы, когда скорости ветра значительно меньше разность давлений воздуха невелика.

Во-вторых, большинство горных долин при выходе рек из гор имеют перпендикулярное по отношению к хребту направление. Большие массы воздуха, мощностью до 1 км, входя в долины, приобретают широтное направление, т. е. с запада на восток.

Если повторяемость ветра данного направления умножить на его среднюю скорость, получим розу динамики ветрового потока, характеризующую количественный перенос воздуха через данную точку. Эти розы подчеркивают роль доминирующих ветров, так как последние в основном обладают наибольшими скоростями.

В горной части Урала, кроме ветров, связанных с циркуляцией атмосферы, имеют место местные ветры. Зимой в горных долинах во время антициклональной инверсии наблюдается стоковый ветер, образующийся путем стока сильно выхолаженного над снежным покровом воздуха вниз по склонам. Он может достигать значительной скорости при низких температурах воздуха. Так, например, 25 декабря 1958 г. в 19 час в долине р. Б. Хадата, замкнутой с запада горными хребтами, наблюдался западно-юго-западный ветер со скоростью 20 м/сек при температуре воздуха —36,2°, в то время как на метеостанции Плато ИГАН, лежащей на 500 м выше, был штиль (температура воздуха —23,7°).

Летом в горной западной полосе Урала над поверхностью ледников иногда наблюдаются феновые ветры, но вследствие небольшой относительной высоты гор они выражены слабо.

Температура воздуха

В связи с высокоширотным положением района холодный период более продолжительный, чем теплый. Средняя годовая температура воздуха на всей территории отрицательная, при этом в горах наблюдаются наиболее низкие ее значения (табл. 8).

Температура воздуха в горных долинах и в Приуралье имеет хорошую коррелятивную связь (рис. 21). Особенно хорошая связь наблюдается в верхней части прямой. В нижней части графика наблюдается несколько больший разброс точек, связанный с инверсиями при низких температурах воздуха в горах.

Средняя годовая температура воздуха на прилегающих к Уралу равнинах повышается с севера на юг на 5—6°. В горах, по данным метеостанций Рай-Из и Плато ИГАН, она ниже, чем на равнинах, почти

Таблица 8

Средние месячные, годовые и экстремальные температуры воздуха, град

Метеорологическая станция	Период наблюдения	Месяцы												Холодный период X—IV	Теплый период VI—IX	Год	Абсолютный максимум	Абсолютный минимум
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII					
Приуралье																		
Воркута АМСГ . . .	1935—1961 гг.	-18,8	-19,2	-17,5	-8,3	-2,1	6,7	12,0	9,8	4,0	-4,0	-12,2	-17,1	-13,9	8,1	-5,6	31,1	-46,6
Елецкая	1935—1961	-18,5	-18,8	-16,9	-7,8	-1,5	7,5	12,4	10,4	4,6	-3,5	-11,8	-16,8	-13,4	8,7	-5,1	31,6	-50,2
Усть-Шугор	1935—1961	-18,3	-17,2	-12,3	-2,1	3,9	12,1	15,3	13,3	6,3	-1,2	-9,6	-16,6	-11,0	11,8	-2,2	33,7	-53,4
Чердынъ	1935—1961	-15,5	-14,7	-8,7	0,5	7,2	14,8	17,1	14,9	7,7	-0,1	-8,4	-14,0	-8,7	13,6	0,1	33,3	-44,3
Горная область																		
Плато ИГАН	1959—1960, 1962	-18,1	-19,1	-17,0	-11,4	-4,4	2,2	9,8	5,5	1,5	-8,6	-12,6	-18,9	-15,0	4,6	-7,6	26,8	-38,6
Б. Хадага	1958—1962	-17,1	-18,8	-16,2	-10,5	-3,3	4,8	13,0	9,8	3,9	-5,6	-14,1	-18,2	-14,3	7,6	-6,1	29,7	-46,3
Полярный Урал . . .	1935—1961	-19,0	-19,5	-17,3	-8,3	-2,1	6,8	12,3	10,1	4,2	-4,1	-12,3	-17,5	-14,0	8,4	-5,6	31,5	-47,3
Рай-Из	1939—1954, 1958—1961	-18,6	-18,6	-17,4	-9,8	-5,9	2,5	8,0	6,2	-0,2	-7,1	-13,2	-15,9	-14,4	4,1	-7,5	24,0	-41,6
Верхний Шугор . . .	1935—1961	-18,9	-18,0	-12,9	-3,2	2,3	10,3	13,7	11,2	4,7	-3,1	-11,5	-17,3	-12,1	10,0	-3,7	35,2	-51,4
Зауралье																		
Салехард	1935—1961	-22,2	-22,1	-18,3	-7,8	-0,6	8,8	14,1	11,9	5,6	-3,4	-13,7	-20,4	-15,4	10,1	-5,7	31,4	-45,1
Саранпауль	1935—1961	-21,6	-20,0	-14,0	-2,7	4,0	12,3	15,7	13,1	6,3	-2,2	-12,2	-20,2	-13,3	11,8	-3,5	35,0	-49,9
Ивдель	1935—1961	-18,0	-16,5	-9,7	-1,0	7,2	14,5	16,8	14,5	7,7	-0,3	-9,6	-16,7	-10,0	-13,4	-0,8	33,4	-42,4
Побережье																		
Амдерма	1935—1961	-15,8	-18,8	-17,5	-10,1	-4,1	1,7	6,3	7,3	3,5	-2,5	-9,0	-14,0	-12,5	4,7	-6,2	29,5	-43,1

на 2°. В Зауралье несколько холоднее, чем в Приуралье, разность температур с учетом высот станций составляет в среднем около 1°. Амплитуда колебаний среднемесячных температур воздуха (разность температур между самым холодным и самым теплым месяцами за многолетний период) на высоких плато имеет наименьшую величину (27—29°), в Приуралье она равна 32—34°, а в Зауралье достигает 36—37° (рис. 22). Это указывает на большую континентальность климата в Зауралье по сравнению с Приуральем. Уменьшение амплитуды колебания температуры воздуха в горах связано с низкими летними температурами воздуха.

Вертикальный градиент средней годовой температуры воздуха по данным станций Полярного Урала равен около 0,4° на каждые 100 м высоты.

Холодный период. Изотермы холодного периода пересекают горную область Урала с запада на восток, несколько изгибаясь к югу (см. рис. 16). Это объясняется тем, что зимой при циклональной погоде наблюдается нормальный ход вертикального градиен-

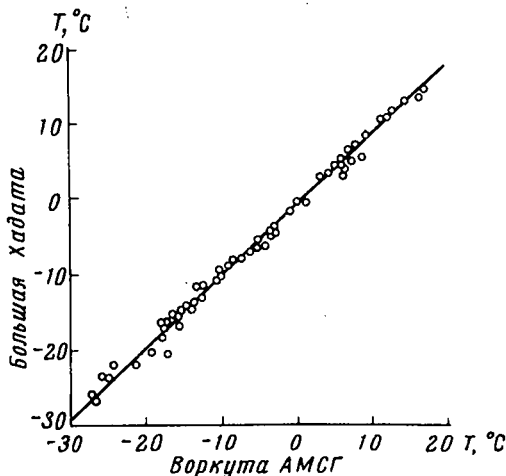


Рис. 21. График связи среднемесячных температур воздуха по метеостанции Б. Хадата и Воркута АМСГ

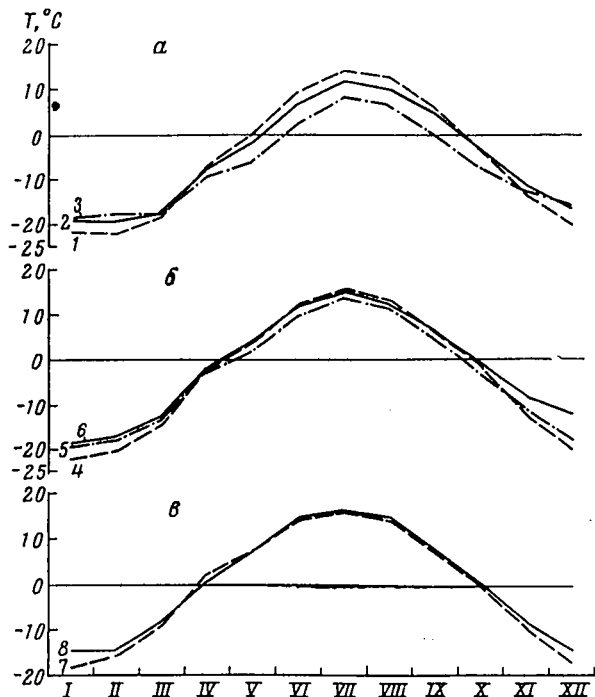


Рис. 22. Годовой ход среднемесячной температуры воздуха по метеостанциям Полярного (а), Приполярного (б) и Северного (в) Урала
1 — Салехард; 2 — Рай-Из, 3 — Воркута, 4 — Саранпауль, 5 — Верхний Шугор, 6 — Усть-Шугор, 7 — Ивдель, 8 — Чердынъ

та температуры (понижение температуры примерно на $0,5^{\circ}$ на каждые 100 м высоты). При антициклональной погоде наблюдается температурная инверсия; градиент инверсии по данным станций Б. Хадата и Плато ИГАН достигает 3° и более на 100 м высоты (табл. 9). Но так как антициклональная погода сравнительно с циклональной бывает довольно

Таблица 9

Вертикальный градиент инверсии температуры воздуха при антициклональной погоде на Полярном Урале, град

1958 г., декабрь	Срок наблюдений, час	Температура воздуха, град		Различия температуры на станциях, град	Градиент инверсии, град/100 м
		ст. Б. Хадата (232 м над ур. моря)	ст. Плато ИГАН (155 м над ур. моря)		
24	01	-42,0	-33,7	8,3	1,6
	07	-42,8	-30,4	12,4	2,3
	13	-42,4	-28,7	12,7	2,4
	19	-41,5	-24,9	16,6	3,1
25	01	-41,5	-25,8	15,7	3,0
	07	-40,6	-24,7	15,9	3,0
	13	-39,5	-24,5	15,0	2,8
	19	-36,2	-23,7	12,5	2,4

редко, вертикальный градиент температуры воздуха за холодный период имеет в среднем нормальный ход и составляет $0,15^{\circ}$ на каждые 100 м высоты.

Средняя температура воздуха за холодный период на равнинах повышается с севера на юг на $5-6^{\circ}$, причем в Зауралье она на $1-1,5^{\circ}$ ниже, чем в Приуралье.

Среднемесячная температура воздуха в холодный период на Полярном Урале колеблется от года к году более, чем на 5° , а в отдельные месяцы — на 15° и более (табл. 10).

Минимальная среднемесячная температура воздуха на Полярном Урале за многолетний период наблюдается в феврале, тогда как на Приполярном и Северном Урале — в январе. Но в отдельные годы минимальная среднемесячная температура воздуха может наблюдаться с декабря по март. Абсолютный минимум температуры воздуха отмечен в Приуралье (южная часть Приполярного Урала): на равнинной метеостанции Усть-Шугор в декабре 1952 г. была зарегистрирована самая низкая температура ($-53,4^{\circ}$). Наиболее низкая температура в горной части Урала наблюдалась на метеостанции Верхний Шугор в декабре 1958 г. ($-51,4^{\circ}$). В Зауралье самая низкая температура воздуха отмечена на метеостанции Саранпауль в январе 1958 г. ($-49,9^{\circ}$). Наиболее низкие температуры воздуха, наблюдавшиеся в южной части Приполярного Урала, связаны с большей континентальностью климата этого района, где вследствие удаленности от оси арктического фронта выхолаживание подстилающей поверхности при антициклональной погоде происходит интенсивнее, чем в более северных районах Урала.

Теплый период. Продолжительность теплого периода меняется от трех месяцев в горной, возвышенной северной части Полярного Урала до четырех в предгорьях и до пяти месяцев на Северном Урале. Теплый период для большей части территории мы устанавливаем с июня по сентябрь, так как в этот период среднемесячная температура воздуха почти везде положительная. В восточной предгорной области Урала теплый

Средние месячные и годовые температуры воздуха по метеорологическим станциям Полярного Урала

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
м/ст Б. Хадата													
1957	—	—	—	—	—	—	—	13,3	5,4	-6,4	-22,0	-20,2	—
1958	-16,3	-20,5	-23,6	-13,8	-6,0	4,2	10,9	7,0	-0,2	-3,6	-10,8	-26,0	-8,2
1959	-15,4	-16,4	-11,5	-14,4	-1,4	5,9	13,2	11,1	4,9	-6,7	-9,4	-15,0	-4,6
1960	-22,0	-26,7	-23,6	-8,8	-4,1	4,8	12,1	7,5	3,8	-7,2	-15,3	-11,6	-7,6
1961	-16,7	-17,0	-8,1	-10,3	-4,2	3,6	14,0	11,0	3,2	-4,2	-13,0	-18,1	-5,0
1962	-15,3	-13,2	-14,3	-5,3	-0,2	5,4	15,0	8,7	—	—	—	—	—
м/ст Плато ИГАН													
1958	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-6,8	-12,6	-21,9	—
1959	-16,3	-17,2	-13,8	-15,5	-4,5	3,1	9,5	7,4	1,0	-9,5	-10,0	-16,1	-6,8
1960	-21,4	-26,0	-22,0	-10,3	-6,1	1,6	8,1	4,0	0,2	-10,4	—	—	—
1961	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-6,6	-15,3	-18,8	—
1962	-16,5	-14,0	-15,3	-8,3	-2,6	2,0	11,8	5,0	3,2	-9,8	-10,0	-18,2	-6,1

период продолжается на 2—3 недели дольше, чем в западной (см. рис. 22). Различия в продолжительности вегетационного периода особенно хорошо видны на Полярном Урале, где в восточной части гор древесная растительность проникает по долинам рек на 100—200 км севернее, чем в западной части. Растительный покров является индикатором климата, а в данном районе — тепла и продолжительности вегетационного периода. Полярное Приуралье и западная часть хребта представляют собой типичную тундру, покрытую преимущественно карликовой березой. По мере продвижения с запада на восток в горных долинах начинает появляться кустарниковая ольха, далее появляются угнетенная береза и лиственница, а в низовьях долины р. Хадата растет уже довольно густой лиственничный лес с примесью сибирской ели.

Средняя температура теплого периода в Приуралье повышается с севера на юг более, чем на 5°, а в Зауралье — несколько больше, чем на 3°. Однако существенная разность в температурах теплого периода в Приуралье и Зауралье отмечена лишь в северной части района (около 2°), далее к югу температуры воздуха в Приуралье и Зауралье близки. В горах наиболее низкая температура воздуха теплого периода наблюдается на высоких плато и горных вершинах. Так, на метеостанции Плато ИГАН и Рай-Из, расположенных на высоких плато, температура воздуха теплого периода в среднем почти на 4° ниже, чем в Приуралье. В горах наблюдается нормальный ход понижения температуры с высотой; вертикальный температурный градиент за теплый период равен в среднем 0,7° на каждые 100 м высоты. Вследствие этого в горной части Урала изотермы теплого периода имеют вид замкнутых кривых (см. рис. 17), а продолжительность теплого периода уменьшается (см. рис. 22). Максимум среднемесячной температуры воздуха по всей территории наблюдается в июле. Абсолютный максимум температуры воздуха, так же как и абсолютный минимум за холодный период, наблюдается в южной части Приполярного Урала. В Приуралье абсолютный максимум отмечался в Усть-Щугоре в июле 1954 г., в горной части Урала — на метеостанции Верхний Щугор в июне 1955 г. и в Зауралье — на метеостанции Саранпауль в июне 1955 г. (см. табл. 8). Такое распределение абсолютного максимума по территории связано, по-видимому, с

несколько меньшей циклоничностью в теплый период на Приполярном Урале, чем на Полярном и Северном, что способствует лучшему прогреванию подстилающей поверхности и повышению температуры воздуха. Но, несмотря на высокие летние температуры воздуха, на горных хребтах и на высоких плато во все месяцы теплого периода может выпадать снег. Температура воздуха иногда понижается ниже нуля вследствие прихода арктической воздушной массы с севера, из района Карского моря. Так, в 1958 г. в районе ледника ИГАН снег выпал 2 июля и не таял до 7 июля. В 1963 г. снег на Плато ИГАН выпадал в начале и конце июля и в начале августа.

Влажность воздуха

Северная часть Урала и прилегающих равнин расположена в зоне избыточного увлажнения, поэтому содержание влаги в воздухе находится в прямой зависимости от температуры воздуха.

Средняя годовая абсолютная влажность воздуха увеличивается на всей территории с севера на юг (табл. 11). Самая низкая среднегодовая

Таблица 11

Средняя абсолютная (в мб) и относительная (в %) влажность воздуха

Метеорологическая станция	Период наблюдения	Холодный период (X—IV)		Теплый период (VI—IX)		Переходный период (V)		Год	
		мб	%	мб	%	мб	%	мб	%
Приуралье									
Воркута АМСГ . . .	1947—1961	2,3	85	8,7	78	4,3	82	4,6	83
Елецкая	1955—1961	2,2	81	9,0	77	4,7	78	4,6	80
Усть-Щугор . . .	1947—1954, 1958—1961	2,9	82	10,1	75	5,4	66	5,5	78
Иердынь	1951—1954, 1958	3,2	82	11,8	73	7,1	69	6,2	78
Горная область									
Плато ИГАН	1959—1960, 1962	1,8	86	7,0	83	3,6	82	3,7	83
Э. Хадата	1958—1962	1,9	78	7,7	73	3,8	78	4,0	76
Полярный Урал . .	1950—1961	2,2	82	8,8	77	4,3	80	4,2	79
Рай-Из	1945—1961	2,0	87	7,4	84	3,4	85	3,9	86
Верхний Щугор	1946—1960	2,6	82	9,6	78	5,2	65	5,1	79
Зауралье									
Алехард	1947—1961	2,3	82	10,1	76	5,0	76	5,1	80
Заранпауль	1945—1961	2,2	76	10,0	72	5,3	63	5,0	73
Ивдель	1951—1954, 1958	2,8	76	11,4	71	6,6	64	6,0	72

абсолютная влажность наблюдается в горной области Урала, где по данным метеостанций Рай-Из и Плато ИГАН она примерно на 1 мб ниже, чем в Приуралье.

За холодный период абсолютная влажность воздуха в связи с низкими температурами воздуха сравнительно мала, поэтому изменения ее с севера на юг тоже незначительны. В горах она лишь несколько меньше, чем в Приуралье. На равнинах самая низкая абсолютная влажность наблюдается в феврале (рис. 23). В горных долинах и на высоких плато она почти одинаковая и равна 1,2—1,3 мб. Абсолютный минимум абсо-

лютной влажности по времени соответствует минимуму температуры воздуха и в целом по району бывает ниже 0,1 мб.

В теплый период абсолютная влажность на всей территории увеличивается с севера на юг на 3 мб. В горах наблюдается дифференциация абсолютной влажности по высоте. Самая низкая абсолютная влажность отмечается на высоких плато, где она меньше, чем в горных долинах,

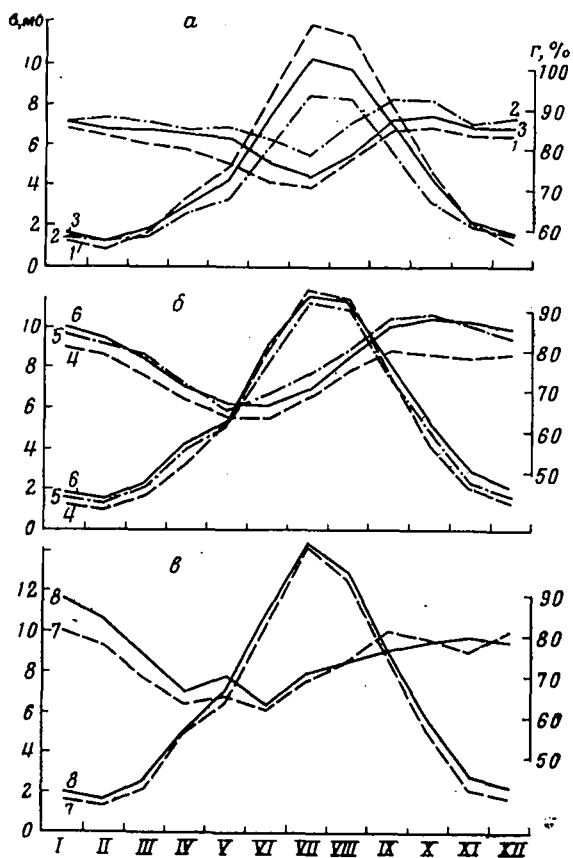


Рис. 23. Годовой ход абсолютной (e) и относительной (r) влажности по метеостанциям Полярного (a), Приполярного ($б$) и Северного ($в$) Урала

1 — Салехард, 2 — Рай-Из, 3 — Воркута, 4 — Саранпауль, 5 — Верхний Щугор, 6 — Усть-Щугор, 7 — Ивдель, 8 — Чердынь

на 1—1,5 мб. На севере Зауралья абсолютная влажность за теплый период выше, чем в Приуралье, на 1—1,5 мб, на примыкающих к Приполярному Уралу равнинах наблюдается выравнивание ее значений.

Наибольшие значения абсолютной влажности воздуха отмечены на юге Зауралья (27 мб). В горах величина абсолютного максимума несколько ниже, чем на равнинах, составляя в горных долинах Полярного и Приполярного Урала соответственно 20 и 23 мб и на Плато ИГАН 17 мб. Высокий максимум абсолютной влажности воздуха связан с высокими температурами воздуха летом при переувлажнении подстилающей поверхности и обильном испарении влаги.

Относительная влажность воздуха по району в целом характеризуется высокими показателями. Средние годовые значения относительной влажности уменьшаются с севера на юг от 83 до 78% в Приуралье и от

80 до 72% в Зауралье. В горах Полярного и Приполярного Урала она повышается с высотой до 86%.

Холодный период характеризуется примерно одинаковой относительной влажностью на всей территории, достигающей на высоких плато 86—87%. Большая относительная влажность в высокогорных районах способствует образованию значительного количества изморози. Максимальная среднемесячная относительная влажность в Приуралье приходится на октябрь, на юге Приуралья — на ноябрь, в горах и Зауралье — на сентябрь-октябрь (см. рис. 23). Высокая относительная влажность воздуха в холодный период, особенно в начале его, связана с низким уровнем конденсации водяного пара, довольно частыми туманами и слабой конвекцией воздуха вследствие небольшого прихода солнечной радиации и преимущественно отрицательных значений радиационного баланса.

Некоторое понижение относительной влажности в теплый период вызвано сильным нагревом подстилающей поверхности, интенсивным турбулентным перемешиванием воздуха до больших высот и выносом влаги в верхние слои тропосферы. Но, несмотря на это, относительная влажность за теплый период очень высока. На севере территории величина ее составляет 76—78%, понижаясь на юге до 71—73%; в горах относительная влажность дифференцируется по высоте от 83—84% на высоких плато до 77—78% в горных долинах.

Минимальная среднемесячная относительная влажность в северной части Приуралья и Зауралья приходится на июль, в южной — на июнь. Величина ее уменьшается на юге до 60%. Абсолютный минимум относительной влажности воздуха в Приуралье наблюдается в июне-июле и обусловлен приходом тропического воздуха с южными и юго-западными ветрами. На юге Приуралья и Зауралья он достигает 14—16%, на севере и в горах — около 20%. Во время фоновых ветров, наблюдавшихся в период интенсивной абляции на леднике ИГАН в 1958 г., температура воздуха 16 августа в 7 час была 10,4°, а относительная влажность составляла лишь 8% при слабом юго-западном ветре и облачности 3/0, С1, Сс. При этом относительная влажность изменялась от 8% на высоте 2 м до 51% на высоте 0,25 м, а абсолютная влажность на тех же высотах — от 0,9 до 4,2 мб. Сухой теплый воздух скользил по тонкому слою холодного воздуха над ледником, не перемешиваясь с ним.

При поднятии воздуха вдоль внешних стенок кара происходит конденсация водяного пара над внешними стенками и охлаждение воздуха. Затем сухой воздух, спускаясь в кар примерно на 400 м, нагревается и имеет очень низкую влажность. Над поверхностью ледника образуется очень устойчивый слой холодного воздуха.

Довольно низкая относительная влажность воздуха наблюдается в начале теплого периода, когда подстилающей поверхностью является тающий снежный покров. Снег при положительной температуре воздуха больше способен к конденсации водяного пара из воздуха, чем к испарению. При конденсации выделяется скрытая теплота, которая идет на таяние снега.

Облачность

Уральский хребет влияет на изменение климатических условий в Зауралье по сравнению с Приуральем; особенно это влияние сказывается на дифференциации твердых осадков, температуре воздуха, облачности и т. д. При перетекании воздуха с запада на восток над Уралом образуется сгущение линий тока воздуха, которое распространяется на некоторое расстояние от Урала к востоку. В результате этого облака, следуя движению воздуха, поднимаются над Уралом, меняют свое качество, образуют новые формы и частично исчезают.

Полярный Урал, находящийся в непосредственной близости от Арктики, характеризуется значительной общей облачностью. В Приуралье и в западной горной полосе хребта среднегодовой балл общей облачности составляет 7,6—7,8, уменьшаясь к югу района до 7,4. В восточной горной полосе Урала и на севере Зауралья среднегодовая общая облачность равна 7,2 балла, уменьшаясь к югу до 6,7 балла. Таким образом, среднегодовая общая облачность на Полярном и Северном Урале и в Приуралье выше, чем в Зауралье, примерно на 0,5 балла, а на Приполярном — даже на 1,0 балла.

Максимального значения общая облачность достигает в сентябре в северной части территории и в октябре — в средней и южной частях (рис. 24). Минимум общей облачности приходится на период февраль—июль, причем в мае наблюдается некоторое увеличение общей облачности.

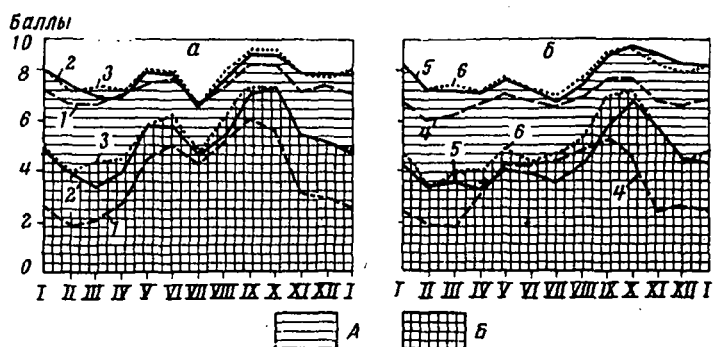


Рис. 24. Годовой ход общей и нижней облачности на Полярном (а) и Приполярном (б) Урале
 А — общая облачность, Б — нижняя; 1 — Салехард, 2 — Воркута, 3 — Полярный Урал, 4 — Саранпауль, 5 — Усть-Шугор, 6 — Верхний Шугор

Наибольшие различия в распределении нижней облачности наблюдаются в Приуралье и Зауралье. Средняя годовая нижняя облачность на севере Приуралья равна 5,2 балла, понижаясь в средней части территории до 4,4 балла. В средней части Зауралья нижняя облачность также несколько меньше (3,4 балла), чем в северной и южной частях соответственно на 0,5 и 0,2 балла. В горной западной полосе Полярного Урала нижней облачности больше, чем в восточной полосе, почти на 1,0 балла.

Разность среднегодовой нижней облачности в северной и средней частях территории Приуралья и Зауралья превышает 1 балл, а в южной — 2 балла. Максимум среднемесячной нижней облачности наблюдается в сентябре-октябре, достигая в Приуралье более 7, в горной области более 8 и в Зауралье более 6 баллов (см. рис. 24). В Приуралье минимум нижней облачности, наблюдающийся в феврале-марте, изменяется с севера на юг от 2,5—3 до 4 баллов. В Зауралье среднемесячный минимум понижается до 2 баллов. В западной горной полосе он составляет 3,5—4, в восточной — несколько меньше 3 баллов.

В Зауралье в течение года бывает обычно на пять ясных дней больше, чем в Приуралье.

Холодный период. В результате подъема воздуха над горами при пересечении Урала с запада на восток в западной полосе Уральско-го хребта несколько увеличивается общая и нижняя облачность по сравнению с Приуральем. В начале холодного периода облака часто закрывают высокие плато и вершины гор, благодаря чему там образуется изморозь. Повторяемость туманов в горах также сильно возрастает по

сравнению с предгорными районами. Зимой, даже в ясную погоду, у горных вершин в западной полосе Урала часто наблюдаются «облачные флаги», выпадающий из них снег не связан с циклонами и имеет локальное распространение. В конце холодного и в переходный периоды (май) облака часто заполняют речные долины и озерные котловины, образуя «облачные моря» в результате стока по склонам холодного воздуха в антициклональную погоду и дальнейшего его выхолаживания.

В восточной горной полосе облачность заметно уменьшается к востоку. Особенно сильно уменьшается нижняя облачность, тогда как общая меняется гораздо меньше. В восточной горной полосе и в Зауралье происходит не только уменьшение количества общей облачности, но и переход из облаков нижнего яруса в средний и, возможно, даже в верхний ярус вследствие уменьшения толщины слоя нижней облачности при ее перетекании через Урал с запада на восток. Во время температурной инверсии происходит таяние облачности над Уралом. Количество общей облачности в холодный период по всей территории примерно то же, что и в среднем за год, причем с начала до конца холодного периода оно уменьшается примерно на 2 балла. Количество нижней облачности за холодный период почти на всей территории меньше, чем за год, на 0,6—0,7 балла и лишь в южной части Приуралья она равна среднегодовой. Нижняя облачность в северной части Приуралья больше, чем в Зауралье, примерно на 1,5 балла, а в южной — почти на 3 балла. С октября по март количество нижней облачности уменьшается в Приуралье и в западной горной полосе от 7—8 до 3,5—4 баллов, а в Зауралье — от 4,5—5,5 до 3 баллов и в восточной горной полосе от 6,5 до 2,5 балла.

Формы облачности (Ac, Fgnb, Sc, Cu, FgCu), наиболее часто повторяющиеся в течение года, по данным наблюдений станции Б. Хадата за 1958—1959 гг. составляют каждая по 11—12%. В холодный период преобладали формы облаков Ac, As и Sc, которые составляли соответственно 13, 11 и 11%. За теплый период около третьей части форм облачности приходится на Cu и FgCu, значительную часть составляют также Sc, Ac и Ci.

Теплый период. В связи с изменением циркуляции атмосферы и интенсивным прогреванием подстилающей поверхности в теплый период меняется количество и форма облачности. Летом происходит интенсивное перемешивание нижних слоев воздуха с более высокими. Это способствует свободному поднятию, нагретому в Приуралье воздуху вдоль западных склонов; при этом не образуется большого сгущения линии токов воздуха над Уралом. В результате перемешивания нижних слоев воздуха с более высокими образуется нижняя облачность, которая особенно значительна в теплый период над горами. При стационарировании воздушных масс над территорией происходит трансформация их в континентальный воздух умеренных широт (КВУШ) и образование внутримассовой, преимущественно кучевой облачности.

Величина общей облачности в теплый период уменьшается с севера на юг в Приуралье от 7,6 до 7,0 балла, в Зауралье — от 7,4 до 7,0 балла, в горной области — от 8,0 до 7,6 балла. Таким образом, над горами наблюдается максимальное количество общей облачности. Количество общей облачности в Приуралье в теплый период лишь на 0,2—0,4 балла выше, чем в Зауралье.

Количество нижней облачности в теплый период наблюдается значительно больше, чем в среднем за год. В Приуралье она составляет в среднем около 5,5 балла, в Зауралье — около 5 баллов, а в горной области — 6 баллов, уменьшаясь к югу и востоку. Максимум нижней и общей облачности наблюдается в сентябре, а минимум — в июле.

В теплый период, так же как и в холодный, с подветренной стороны горных вершин часто образуются облачные флаги из форм нижней облачности.

Осадки

Уральский хребет, несмотря на сравнительно небольшую высоту, играет существенную роль в распределении осадков по территории. Б. П. Алисов [12] отмечает, что годовое количество осадков к западу от Урала примерно в 1,5 раза больше, чем к востоку от него.

Вследствие меридионального простираия хребта, являющегося естественным препятствием на пути господствующих влажных ветров западной четверти, наибольшую дифференциацию в распределении осадков по территории можно наблюдать в западной горной полосе Урала шириной 15—20 км и в восточной полосе. Максимальные суммы годовых осадков в ряде районов Приполярного Урала достигают 1000 мм

Таблица 12

Сумма осадков по метеостанции Б. Хадата за отдельные годы

Год	Месяцы												Количество осадков, мм		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	холодный период. X—IV	теплый период. VI—IX	за год
1957	—	—	—	—	—	—	—	94	223	36	38	38	—	—	—
1958	51	35	47	60	24	92	68	158	71	54	64	30	304	389	754
1959	58	53	116	43	82	55	59	73	136	40	30	80	418	323	824
1960	28	44	17	39	19	44	10	86	110	28	60	42	279	250	527
1961	72	39	59	78	91	39	46	53	180	55	78	70	379	318	860
1962	100	215	55	74	89	101	66	58	77*	—	—	—	647	301*	—

* Наблюдения прекращены с 27 сентября 1962 г.

и более. На Полярном Урале, по данным метеостанции плато ИГАН, годовое количество осадков составляет около 1500 мм, что подтверждается данными о стоке р. Б. Хадаты. В восточной горной полосе Урала на высоких плато (данные метеостанции Рай-Из) среднегодовое количество осадков составляет около 570 мм, т. е. почти на 1000 мм меньше, чем в аналогичных условиях западной горной полосы Урала. Твердые осадки на метеостанции Рай-Из, при сравнении их с данными снегомерных съемок, занижены примерно в 3 раза.

В горных поперечных долинах западной горной полосы по данным метеостанций Верхний Шугор и Б. Хадата за год в среднем выпадает около 800 мм осадков. В предгорьях Урала с севера на юг наблюдается некоторое увеличение годового количества осадков (на 30—40 мм). В Приуралье выпадает на 100 мм осадков больше, чем в Зауралье.

Данные равнинных метеостанций и метеостанций западной горной полосы Урала Б. Хадата (табл. 12) и Плато ИГАН, а также данные снегомерных съемок, проведенных на Полярном Урале в 1960 и 1961 гг., позволили проследить изменение количества выпадающих осадков с запада на восток и выявить их дифференциацию в горной части Полярного Урала, играющей решающую роль в размещении и питании ледников и снежников; эти данные позволили также установить величину вертикального градиента осадков в горах, составляющую в среднем около 100 мм на каждые 100 м высоты.

Холодный период. Несмотря на то что продолжительность холодного периода на равнинах, прилегающих к Полярному Уралу, почти вдвое превышает продолжительность теплого периода, осадков в холодный период выпадает столько же, сколько и в теплый. Суммы выпавших осадков за холодный период от года к году колеблются очень сильно. Количество осадков, выпадающих в многоснежные зимы, в 2 раза и более превышает количество осадков в малоснежные зимы. В зависимости от смещения линии Арктического фронта в отдельные годы к северу или к югу количество выпадающих осадков на севере и юге территории сильно изменяется. Так, когда Арктический фронт в холодные периоды смещается к северу, в южных районах выпадает мало снега,

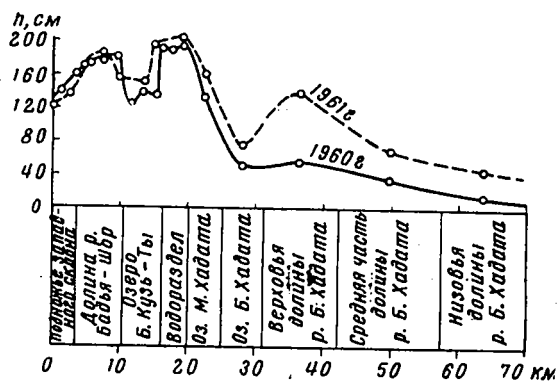


Рис. 25. Распределение толщины снежного покрова по широтному профилю через Полярный Урал по данным снегомерных съемок 1960 и 1961 гг.

а в северных — много. Если же смещение Арктического фронта направлено к югу, то в южных районах территории выпадает значительно больше снега, чем в северных. В среднем же изменение количества осадков с севера на юг незначительное как в Приуралье, так и в Зауралье. В Приуралье их около 250 мм, в Зауралье — около 150 мм (см. рис. 17).

При пересечении северной части Полярного Урала с запада на восток количество твердых осадков резко изменяется. Так, в Приуралье (метеостанция Воркута) выпадает около 250 мм твердых осадков, в поперечных долинах западной горной полосы — 320—400 мм, а на высоких плато (плато ИГАН) — около 1000 мм (максимум). На высоких плато в восточной горной полосе выпадает лишь 180 мм твердых осадков (метеостанция Рай-Из), а в Зауралье — 160 мм (метеостанция Салехард). Примерно такое же распределение выпадающих твердых осадков наблюдается и в южной части Приполярного Урала.

Таким образом, в Приуралье за холодный период выпадает почти на 100 мм осадков больше, чем в Зауралье. По обилию выпадающих твердых осадков особенно четко выделяется западная горная полоса, где располагается основная масса уральских ледников и снежников.

Это подтверждается также данными снегомерных съемок, проводившихся Полярно-Уральской экспедицией в 1960 и 1961 гг. в период максимального снегонакопления (рис. 25). Снегомерные съемки проводились от подножия западного склона через Полярный Урал до выхода на восточную равнину. Водозапас в снежном покрове по данным снегомерных съемок у подножия западного склона примерно в 2 раза меньше, чем в водораздельной части хребта, и в 2 раза больше, чем у подножия восточного склона. Плотность снежного покрова на Полярном Урале в среднем равна 0,32 г/см³ (см. гл. III).

Вертикальный градиент твердых осадков за холодный период по данным осадкомеров станций Б. Хадата — Плато ИГАН и Усть-Шугор — Верхний Шугор составили соответственно 110 и 70 мм на каждые 100 м высоты.

Теплый период. Осадки теплого периода в отличие от холодного обладают большей интенсивностью. Кроме фронтальных осадков, приходящих с западными и северо-западными ветрами, значительную часть составляют внутримассовые осадки. Они образуются вследствие сильного прогрева подстилающей поверхности, большого вертикального градиента температуры воздуха и интенсивного перемешивания нижних слоев воздуха с вышележащими слоями.

За четыре месяца теплого периода на равнинах выпадает около половины годовой нормы осадков. В отличие от распределения осадков в холодный период количество их в Приуралье и Зауралье примерно одинаково. С севера на юг сумма осадков теплого периода возрастает от 215—220 до 250—260 мм как в Приуралье, так и в Зауралье. В горах наблюдается меньшая дифференциация осадков в западной и восточной горных полосах, чем в холодный период. В долинах западной горной полосы сумма осадков теплого периода равна около 350—380 мм, а на высоких плато (по данным метеостанции Плато ИГАН) — около 450 мм. В восточной горной полосе на высоких плато за теплый период выпадает почти на 100 мм осадков меньше, чем на высоких плато в западной горной полосе.

Максимальное месячное количество осадков за теплый период выпадает в Приуралье и в Западной горной полосе Урала в сентябре, а в Зауралье и восточной полосе — в августе и даже в июле. В конце теплого периода наблюдаются осадки большой интенсивности. Так, в сентябре 1961 г. на станции Б. Хадата выпало 180 мм осадков, из которых 129 мм выпало с 22 по 30 сентября. Небольшие горные ручьи превратились в трудно проходимые бурные потоки, а Б. Хадата вышла из берегов и разлилась по пойме, как в период весеннего половодья. Уровень воды в реке был лишь на 19 см ниже максимального уровня за год. Вертикальный градиент осадков за теплый период сравнительно с холодным небольшой: по данным метеостанций Плато ИГАН и Б. Хадата он составляет в среднем за 3 года наблюдений около 20 мм на 100 м высоты, но от года к году его величина меняется от 8 до 48 мм.

Другие метеорологические явления

Метели. Общая суровость климата территории, большая продолжительность холодного периода с низкими температурами воздуха, большим количеством выпадающих твердых осадков и, наконец, частая повторяемость сильных ветров способствуют широкому распространению метелей по району.

Наибольшая повторяемость метелей характерна для западной горной полосы Полярного Урала, где выпадает много твердых осадков и где скорости ветра достигают наибольших значений. Число дней с метелью здесь достигает местами 160 за год (табл. 13). В Приуралье и Зауралье число дней с метелью резко уменьшается, причем уменьшение это прослеживается с севера на юг особенно сильно в Зауралье. На высоких плато метели наблюдаются во все месяцы года, хотя в июле и августе метели отмечаются не каждый год. Максимум метелей наблюдается в марте. Метели с выпадением снега обычно сопровождаются ветрами с западной составляющей, приносящими сравнительно теплые и влажные массы: в западной горной полосе — с ветрами северо-западного и западного направлений, в восточной полосе — северо-западного,

Число дней с метелью

Метеорологическая станция	Число лет наблюдений	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Приуралье														
Воркута АМСГ	16	14,5	10,2	12,9	7,7	3,1	0,1	0,0	0,0	0,5	5,8	9,9	13,4	78,1
Усть-Шугор	25	8,4	6,8	9,0	2,2	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	5,0	6,9	40,4
Чердынь	5	16,6	4,8	14,6	1,8	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	7,0	12,4	60,0
Горная область														
Б. Хадата	4	22,5	23,8	23,5	18,0	11,8	4,2	0,0	0,0	3,8	15,2	22,0	20,2	165,0
Полярный Урал	12	23,5	18,9	22,2	14,5	7,7	1,3	0,0	0,0	0,6	9,1	21,1	24,0	142,9
Плато ИГАН	3	20,3	17,0	21,7	19,7	13,3	7,3	0,3	1,7	5,7	19,8	21,0	15,0	162,8
Рай-Из	14	17,3	14,4	18,3	15,3	13,0	3,6	0,4	0,7	3,9	15,3	17,5	17,3	137,0
Верхний Шугор	27	10,2	8,7	7,6	3,3	1,3	0,1	0,0	0,0	0,1	3,1	8,0	8,4	51,0
Зауралье														
Салехард	16	9,1	9,2	10,9	5,9	3,2	0,2	0,0	0,0	0,0	4,7	9,5	9,6	62,8
Саранпауль	17	3,3	2,2	3,6	1,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,1	1,3	1,0	2,0	15,5
Ивдель	5	3,0	2,6	2,6	0,8	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	1,4	1,8	12,8

западного и юго-западного направления. При этом турбулентность снеговетрового потока часто бывает настолько велика, что порой не видно неба и невозможно определить, выпадают осадки или нет.

На севере Приуралья метели отсутствуют лишь в июле и августе, на юге — в течение всего теплого периода. Наибольшее число дней с метелями за месяц наблюдается в середине холодного периода — с декабря по март. В Воркуте оно составляет 14 дней, в Усть-Шугоре — 9, на станциях Б. Хадата и Полярный Урал — по 24 дня в месяц.

В Приуралье большая часть метелей с выпадением снега связана с южными, юго-западными и западными ветрами, в поречных долинах — с западными ветрами. Низовые метели и поземки могут быть и при других направлениях ветра, обдающих достаточной скоростью, чтобы вызвать перенос снега.

В Зауралье число дней с метелями значительно меньше, чем в горной области и в Приуралье. В Салехарде метели не наблюдались лишь в июле и августе, а в июне и сентябре они бываюг не ежегодно. В Саранпауле метели отсутствуют с июня по август, в мае и сентябре они наблюдаются не каждый год. В Ивдели метелей не бывает в течение всего теплого периода. Метели в Зауралье сопровождаются обычно северо-восточными и юго-западными ветрами.

Часть метели в западной горной полосе Урала обеспечивают до-

полнительное снежное питание на современных ледниках при ветровом перераспределении выпадающих твердых осадков.

Туманы. Меридиональное направление Уральского хребта по отношению к господствующим западным ветрам в сочетании с частыми вхождениями циклонов, приносящих более влажный и теплый воздух с запада, способствует конденсации водяного пара и образованию туманов на наветренных склонах высоких плато и хребтов. При прохождении циклонов над горами часто возникают адвективные туманы. В горных долинах в периоды антициклональной погоды образуются радиационные туманы, а также «облачные моря», достигающие иногда мощности 400—500 м.

Адвективные туманы особенно часто повторяются в конце теплого — начале холодного периода на высоких плато. Во время сильного тумана на плато видимость не превышает нескольких десятков метров, ветер слабый или почти отсутствует, абсолютная влажность достигает насыщения. В теплый период во время тумана часто выпадают осадки в виде мороси, а в холодный период — в виде интенсивной изморози, величина которой увеличивается с высотой.

На самой высокой станции Урала — Рай-Из — насчитывается в среднем за год около 150 дней с туманом, причем в теплый и холодный периоды повторяемость числа дней с туманами почти одинакова (табл. 14).

В поперечных горных долинах число дней с туманом значительно меньше, чем на прилегающих равнинах, что обусловлено большими скоростями ветра, препятствующими образованию тумана. На Полярном Урале число дней с туманом в холодный и теплый периоды почти равно, а на Приполярном Урале повторяемость туманов в теплый период составляет 70%, в холодный период — 20% и в переходный период — 10% (май) от годовой суммы.

В Приуралье и в Зауралье максимальное число дней с туманами наблюдается в северной части территории, причем в Приуралье число дней с туманом в 1,5—2 раза больше, чем в Зауралье. В холодный период отмечается больше туманов, чем в теплый.

Кроме сплошных туманов, наблюдаются просвечивающиеся туманы, когда горизонтальная видимость, как и при сплошных туманах, невелика, а небо и облака различаются хорошо. Эти туманы маломощные и имеют радиационное происхождение. Они наблюдаются как в горных долинах, так и на высоких плато. На высоких плато бывают также туманы, периодически появляющиеся и исчезающие, причем периоды между появлением и исчезновением тумана могут быть от нескольких минут до нескольких часов. И, наконец, в период антициклонального выхолаживания зимой при низких температурах воздуха в горных долинах часто наблюдается ледяной туман при наличии ледяных игл в воздухе.

В заключение необходимо отметить, что туманы играют значительную роль в формировании погодных условий района. Эта роль особенно велика в высокогорной области Урала. При частых туманах значительно ослабляется приход солнечной радиации и уменьшается потеря тепла подстилающей поверхностью в виде эффективного излучения в атмосферу. Зимой влияние туманов на величину радиационного баланса очень велико, так как приход солнечной радиации бывает ничтожный, а эффективное излучение велико.

Изморозь, иней. Сублимация изморози на вертикальных поверхностях при слабых ветрах чаще всего происходит при образовании туманов или во время туманов в холодный период, когда воздух перенасыщен водяными парами. Роль изморози в количестве твердых осадков возрастает с высотой. Так, на станции Рай-Из за год отмечено в среднем 108 дней с изморозью, которая наблюдалась во все

Таблица 14

Число дней с туманом *

Метеорологическая станция	Количество лет наблюдений	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Приуралье														
Воркута АМСГ	15	6,5	7,7	5,7	4,5	4,5	3,7	4,4	5,8	7,4	7,9	7,1	5,8	71,0
Усть-Шугор	23	2,0	0,9	0,8	1,3	1,4	1,1	1,4	3,1	2,5	2,4	1,4	1,8	20,1
Чердынь	21	2,4	1,4	1,1	3,0	2,1	2,5	3,1	3,7	6,6	6,7	4,2	2,9	39,7
Горная область														
Плато ИГАН	3	0,3	0,3	0,0	1,0	5,0	11,0	8,3	14,3	18,7	6,5	5,0	0,3	70,7
Б. Хадата	4	1,5	0,5	0,2	0,0	1,2	0,8	0,5	1,0	1,2	0,5	0,2	1,5	9,1
Полярный Урал	12	0,8	1,2	1,4	1,1	2,2	2,5	1,5	2,8	2,9	2,3	2,6	0,8	22,1
Рай-Из	20	6,2	5,6	7,6	11,3	15,6	16,0	12,7	18,1	20,4	17,2	10,2	8,6	149,5
Верхний Шугор	21	0,4	0,4	0,5	0,5	1,5	1,9	2,5	4,8	2,7	0,9	0,2	0,6	16,9
Зауралье														
Салехард	27	4,9	4,9	3,4	2,4	2,1	0,9	1,0	2,0	3,8	3,7	3,5	4,8	37,4
Саранпауль	27	2,4	1,0	0,5	0,8	1,1	0,9	0,7	2,9	3,1	3,0	1,3	1,4	19,1
Ивдель	5	0,8	0,4	0,2	0,8	3,0	0,6	1,2	2,2	6,0	6,2	0,4	2,4	24,2

* Возможно, что число дней с туманами за холодный период занижено ввиду того, что в темное время суток и в полярную ночь бывает довольно трудно определить наличие тумана.

месяцы года, и лишь в июле и августе изморозь бывает не каждый год. Максимальное число дней с изморозью бывает в октябре и ноябре, когда оно составляет около 15 дней в месяц. В Зауралье, по данным метеостанции Салехард, за год бывает 45 дней с изморозью, причем с июня по август она совершенно отсутствует.

Зимой на стенках кара ледника ИГАН, обращенных к основным влагоносным юго-западным ветрам, часто наблюдается интенсивная изморозь, длина перьев которой достигает 0,5 м и более.

Доля изморози в количестве твердых осадков и в питании ледников Урала незначительна; по-видимому, даже на больших высотах она не превышает 3—5% от количества твердых осадков, а на ледниках, где аккумулируется особенно много снега, около 1%.

В антициклональную ясную погоду во время интенсивного радиационного выхолаживания снежного покрова на поверхности снега, кустарников и на всех горизонтальных поверхностях выступающих предметов образуется иней. При ветре он легко разрушается и перемешивается со снегом. Доля инея в общем количестве твердых осадков не изучена и составляет, по-видимому, ничтожно малую величину.

Многолетняя изменчивость климата

Рассмотренная выше климатическая характеристика территории представлена средними и экстремальными величинами элементов климата за последние 27 лет. Анализ изменения температуры воздуха и осадков за более длительный период наблюдений приводится нами по метеорологической станции Сыктывкар, имеющей наиболее длинный ряд наблюдений (с 1818 г.). На основании обработанных материалов метеонаблюдений построены графики изменения температуры воздуха и осадков отдельно за теплый (июнь—сентябрь) и холодный (октябрь—апрель) периоды по средним скользящим десятилетиям (рис. 26).

Как видно из рис. 26, I, теплый период с конца XIX в. по настоящее время характеризуется повышением средней температуры воздуха на $0,35^{\circ}$ по сравнению с периодом начала и середины XIX в. (1818—1867 гг.). Повышение температуры теплого периода обусловило усиленное таяние льда и снега на ледниках Урала и деградацию каровых ледников. Волны потепления в летние месяцы сменяются волнами похолодания, образуя синусоидальную кривую изменения во времени температуры воздуха (см. рис. 26, I), причем правая часть кривой (с конца XIX в. по настоящее время) отмечает более высокие температуры, чем левая, на которой отчетливо прослеживаются два периода значительно понижения температуры воздуха (на $0,8$ — $0,9^{\circ}$ ниже нормы). Наиболее высокими температурами теплого сезона характеризуются периоды с 1915 по 1925 и с 1931 по 1934 гг., когда температура воздуха поднималась выше нормы на $0,55$ — $0,65^{\circ}$.

В период МГГ и в настоящее время температура воздуха теплого периода колеблется около средней величины, но уже сейчас намечается тенденция к повышению температуры воздуха летних месяцев. Кривая осадков за теплый период (с 1888 г.) имеет направленность, обратную температуре воздуха: когда температура воздуха была выше нормы, осадков выпадало меньше нормы, а когда температура воздуха понижалась, количество осадков увеличивалось. Зависимость количества осадков в теплый период обусловлена, по-видимому, усилением зональной циркуляции атмосферы в периоды наибольшего увлажнения и понижения температуры воздуха и ослаблением ее при повышении температуры. Наличие такой зависимости дает основание предполагать, что количество осадков теплого периода с начала XIX в. было обычно выше

нормы, а в отдельные периоды (периоды понижения температуры воздуха) достигало наибольшей величины.

Холодный период с 1818 г. до 90-х годов прошлого века характеризуется общим понижением температуры воздуха, связанным, по-видимому, с ослаблением зональной и усилением меридиональной циркуляции

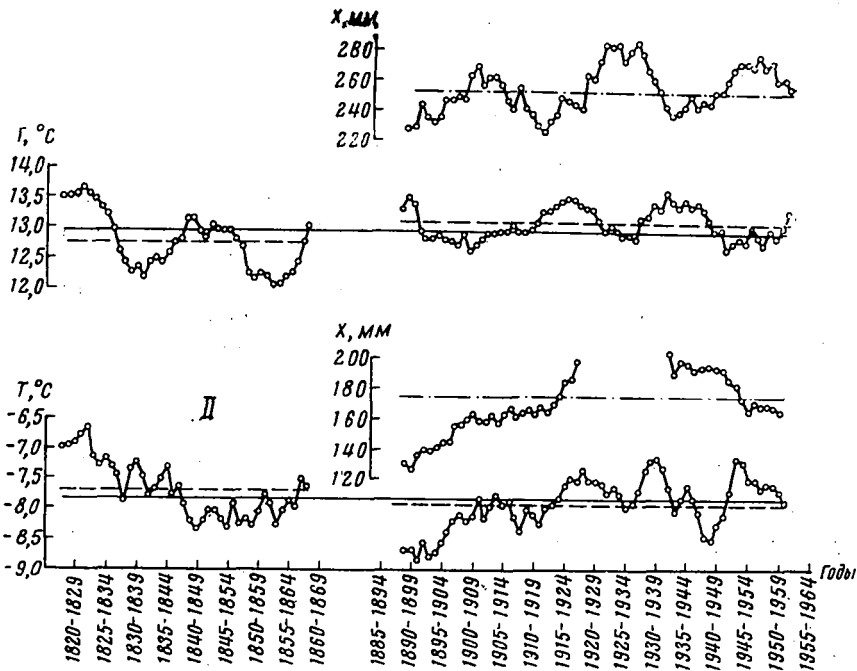


Рис. 26. Многолетняя изменчивость температуры воздуха (T) и осадков (x) за теплый (I) и холодный (II) периоды по метеостанции Сыктывкар. Сплошная линия — средняя температура воздуха за период 1818—1960 гг., штриховая — средняя температура воздуха за периоды 1818—1867 гг. и 1888—1960 гг., штриховая с точкой — средняя сумма осадков за период 1888—1960 гг.

атмосферы. Средняя температура воздуха за этот отрезок времени была выше нормы на $0,15^\circ$. На фоне общего понижения температуры воздуха отмечаются пульсирующие колебания, соответствующие, вероятно, 11-летним климатическим циклам. Самая высокая температура воздуха холодного периода наблюдалась в 20-х годах прошлого века, когда она поднималась выше нормы на $1,2^\circ$. В 40-е и 50-е годы XIX в. зимние температуры воздуха были ниже нормы на $0,5^\circ$.

С конца прошлого века до 20-х годов XX в. наблюдалось повышение температуры воздуха холодного периода и увеличение количества выпадающих осадков, обусловленное преобладанием зональной циркуляции атмосферы над меридиональной. Осадки холодного периода, как видно из рис. 26, б, в отличие от теплого периода, имеют одинаковую направленность с температурой воздуха. С начала 20-х годов XX в. по настоящее время температура воздуха холодного периода была в основном выше нормы. За этот период наблюдалось лишь одно значительное понижение температуры воздуха в начале 40-х годов, когда температура холодного периода понижалась на $0,65^\circ$ ниже нормы. Наиболее низкие температуры, соответствующие по времени наименьшему количеству выпавших осадков, отмечены в 90-х годах прошлого века, когда температура воздуха была ниже нормы на $1,0^\circ$. Превышение температуры воздуха холодного периода над нормой на $0,7^\circ$ отмечалось также в середине 30-х и в конце 40-х годов.

Существующая связь между зимними температурами воздуха и осадками дает возможность восстановить направленность изменения количества осадков холодного периода с 1818 по 1867 г. Наибольшее количество осадков, соответствующее наиболее высокой температуре воздуха, по-видимому, выпадало в 20-х годах прошлого века, когда преобладала зональная циркуляция атмосферы, благодаря чему ледники Урала имели наибольшее снегонакопление. В последующие годы вплоть до середины прошлого века количество осадков холодного периода уменьшалось.

В период МГГ температура воздуха холодного периода была несколько выше нормы, а количество осадков — немного ниже нормы. В настоящее время наблюдается понижение температуры воздуха и уменьшение количества осадков холодного периода.

Проведенный анализ изменчивости температуры воздуха и осадков по периодам года дает представление о различных сочетаниях теплого и холодного периодов во времени. Наиболее благоприятным для существования ледников является сочетание теплой зимы и холодного лета, когда за зиму выпадает особенно много снега, который не успевает стаять в течение прохладного лета и перекрывается снегом следующего года. Сочетание же холодной зимы и теплого лета, наоборот, наиболее неблагоприятно для существования ледников, так как в холодную зиму на ледниках аккумулируется мало снега, а в теплое лето при интенсивном таянии помимо сезонного снега стает значительная часть фирна и льда.

В настоящее время температура воздуха теплого периода на Полярном Урале имеет тенденцию к повышению, а температура воздуха и количество осадков холодного периода — к понижению. Дальнейшее повышение температуры воздуха теплого периода и уменьшение твердых осадков приведет, по-видимому, к уменьшению аккумуляции снега на ледниках и усилению таяния льда, т. е. к еще большей деградации ледников Урала.

3. СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ХАРАКТЕРНЫХ ТИПОВ ПОГОДЫ

После характеристики общих циркуляционных процессов и основных элементов климата северных районов Урала необходимо рассмотреть конкретные синоптические ситуации, обуславливающие различные сочетания метеорологических элементов, т. е. типы погоды. При этом главное внимание обращается на характеристику тех типов погоды, которые существенно влияют на процессы аккумуляции и таяния снега и льда. С этой целью отдельно рассматриваются соответствующие типы погоды и синоптические условия в холодный и теплый периоды года. При анализе и выделении характерных типов погоды применялся метод Б. П. Алисова [13], основывающийся на учете не только средних, но и «крайних» значений метеорологических элементов, а также метод А. П. Гальцова [73], базирующийся на анализе междусуточной изменчивости разностей метеорологических элементов.

Холодный период

Для холодного периода рассматриваются синоптические условия при выпадении твердых осадков и метелях.

В северных районах Урала характерна высокая повторяемость типов погоды с осадками, превышающими $0,1$ мм/сутки. Так, по данным метеостанции Б. Хадата за 4 года (1958—1961 гг.) было 737 дней с осадками выше этого предела, т. е. твердые осадки выпадали почти через день. Из всех случаев более половины приходится на осадки в пределах от $0,1$ до 1 мм/сутки, около 35% случаев — от 1 до 5 мм, около 10% случаев — от 5 до 10 мм и только 6% случаев приходится на осадки более 10 мм/сутки. Таким образом, осадки от $0,1$ до 5 мм составляют 84% всех

случаев. Данные о ежедневных осадках и метелях, метеорологические характеристики и вычисленные значения междусуточных разностей температуры, давления, влажности, высоты снежного покрова, сведенные в картотеку, наносились на динамико-климатологические графики, построенные по методу Б. П. Алисова [13]. Это позволило охарактеризовать все многообразие сочетаний метеоэлементов и их изменчивость при выпадении осадков и при метелях за весь период наблюдений (1958—1962 гг.) и выявить дни, когда снегопады и метели происходили при «крайних» условиях погоды. Так, наиболее интенсивные снегопады и метели обычно наблюдаются при температурах не ниже минус 15—минус 10°, слабые снегопады с суточными суммами твердых осадков менее 5 мм — при температуре — 25° и ниже. Всего было выделено 50 периодов, во время которых наблюдались отмеченные условия и для этих условий рассмотрены конкретные синоптические ситуации.

А. П. Гальцов [73] подчеркивает тесную связь типов элементарных приземных междусуточных процессов с направлением ветра. Однако в горных районах, где направление ветра определяется в основном ориентацией горных долин, такой тесной связи может и не быть. Все это осложняет возможности учета ветра при динамико-климатологическом анализе. По-видимому, наиболее реальным и надежным путем анализа условий выпадения осадков и метелей явится анализ междусуточных разностей метеорологических элементов совместно с синоптическими условиями при сопоставлении выделенных типов по синоптическим материялам и по междусуточным разностям.

Выпадение осадков при относительно теплой погоде. Зимой во время прохождения серии циклонов арктического фронта по северу Европы в направлении морей Арктики наблюдаются большие различия температур у поверхности земли, достигающие 20°. В это время над остальной частью Европы располагается стационарный антициклон, который постепенно увеличивается по площади и, смещаясь на восток, распространяется в высоту до 10—15 км. Циклоны огибают этот антициклон с запада, смещаясь вдоль его западной периферии на северо-восток и далее на восток.

Полоса холода над Европейской территорией Советского Союза является продолжением очага холода в центре Арктики. Гребень тепла находится над восточной частью Атлантики. По северной окраине высокого антициклона отчетливо прослеживаются высотная фронтальная зона (ВФЗ) и струйное течение. Такая ситуация, например, наблюдалась, когда с 13 по 19 декабря 1961 г. огромная территория, включающая Ян-Майен, Исландию, Землю Франца-Иосифа, Скандинавию, Хибины, Северо-Восток Европейской части СССР и Полярный Урал, находилась под влиянием серии циклонов арктического фронта. Для всей территории были характерны резкие колебания метеорологических элементов, струйные течения в слое от 500 до 1000 мб, осадки и метели, хотя в различных областях погода в отдельные дни была хорошей. Так, 13, 14, 15 декабря 1961 г. в Скандинавии, Хибинах и на Полярном Урале отмечались только кратковременные осадки, связанные с местными особенностями этих горных районов, метелей не было вообще. Отсутствие осадков было связано с тем, что районы находились в это время на северной периферии антициклона, который стационарировал в средней, а затем в восточной Европе. Температура воздуха при этом (в 3 часа) понижалась от Скандинавии на восток следующим образом:

	Скандинавия	Хибины	Полярный Урал
13 декабря 1961 г.	—4°	—13°	—16°
14 »	—2	—12	—25
15 »	—4	—7	—25
16 »	+5	—4	—9

Контраст температур 16 декабря 1961 г. достигал 20° . Осадки выпали на теплом фронте, который 16 декабря переместился к северу Урала. На следующие сутки 17 декабря произошло окклюдирование фронтов на подходах к Уралу, смещение циклона от Новой Земли к югу и замедление его движения. По-видимому, для окклюдирования фронтов большое значение имеет Уральский хребет, об этом свидетельствует то, что во многих рассмотренных случаях весьма часто наблюдается замедление движения циклона, уменьшение площади теплого сектора циклона или окклюдирование фронтов. В рассматриваемый период осадки на Полярном Урале выпадали с метелями, которые наблюдались на фронте окклюзии в частном циклоне, а также при прохождении фронтов основного циклона. При этом осадки были весьма интенсивными: так, 17 декабря выпало 15 мм осадков. Если накануне происходило падение давления, то 17 декабря падение давления стало совсем незначительным, что связано с конвергенцией линий тока и адвекцией холода на высотах. У земли потепление сменяется понижением температуры, связанным с окклюдированием (вытеснение теплого воздуха на высоты) и с приходом новой воздушной массы в тылу циклона.

18 декабря на Полярном Урале продолжались снегопады и метели на фронтах циклонов арктического фронта. В этот день антициклон распространился на Западную Европу и полоса повышенного давления протянулась от восточной Атлантики до Монголии через всю Европу, Среднюю Азию и Тибет с давлением в центрах около 1045 мб. Над полюсом в это время располагался циркум-полярный циклонический вихрь, который, «пульсируя», несколько изменил свое положение с 13 по 19 декабря 1961 г., когда кольцо повышенного давления Евразии «разбилось» на два мощных блокирующих антициклона: один — над Западной Европой, другой — над югом Западно-Сибирской низменности и Алтаем.

С 23 по 26 декабря проходит серия циклонов и только 27 декабря, в связи с приходом арктического воздуха, происходит резкое похолодание, на Полярном Урале температура воздуха понижается до -31° , а в Хибинах до -26° , причем резкий перепад температуры воздуха, связанный с адвекцией различных воздушных масс, создает благоприятные условия для схода лавин.

Выпадение осадков и метели на фронте окклюзии. Другим типичным случаем синоптических условий при выпадении осадков в рассматриваемых районах является выпадение осадков на фронте окклюзии, происходящее в холодной воздушной массе при увеличении давления и похолодании (29 декабря 1961 г.). Синоптическая ситуация этого случая принципиально ничем не отличалась от выше рассмотренных. Циклон, на фронте которого происходило выпадение осадков, возник так же, как и в ранее рассмотренных случаях, на арктическом фронте. Над северной частью Европы и всей средней частью Евразии размещался антициклон, а серии циклонов проходили вдоль ведущего потока по северной периферии антициклона. Существенными отличиями этой синоптической ситуации от рассмотренных выше являются: значительное ослабление температурных контрастов как у поверхности земли, так и на высотах, меньшая подвижность фронтов, исчезновение гребня тепла в среде 500/1000 мб и появление холодного воздуха в средней тропосфере. Такая ситуация была связана с тем, что на протяжении почти половины месяца в рассматриваемых районах развивалась интенсивная циклоническая деятельность, которая привела к сглаживанию температурных контрастов. Об этом можно также судить по уменьшению контрастов температур в области высотной фронтальной зоны и уменьшению скоростей ветра в ней. При такой синоптической ситуации осадки и метели отмечаются во всей Скандинавии и на Кольском полуострове, тогда как на Полярном Урале, в тыловой части циклона, сместившегося на

Среднесибирское плоскогорье, стоит очень холодная погода. При этом здесь возможно выпадение твердых осадков за холодным фронтом.

Выпадение осадков и метели при ветрах восточных румбов на Полярном Урале весьма редкое явление, повторяющееся всего несколько раз в 700 рассмотренных случаях за годы наблюдений. Синоптическая ситуация (6 декабря 1961 г.), при которой наблюдалось весьма редкое для Полярного Урала явление, была следующей: ветер восточный, связанный с северо-восточной частью циклона. Осадки выпадают на арктическом фронте, который смещается со Скандинавии, на северо-восток Европейской территории Союза; контраст температуры в воздушных массах, разделяемых фронтами, у земли достигает 25° и более (в центре антициклона ниже -29° и в теплом центре циклона $+2^{\circ}$). Следует отметить, что подобная синоптическая ситуация является весьма типичной для выпадения осадков не только на Полярном Урале, но и в Хибинах и Скандинавии: по северной периферии антициклонов, стационарирующих или медленно передвигающихся по западной, средней и восточной Европе, передвигаются циклоны на арктическом климатологическом фронте, с которыми связаны выпадающие осадки и метели. Относительно малая повторяемость ветров восточного направления на Полярном Урале объясняется тем, что территория его находится под воздействием южной половины циклонов, и тем, что долины, ориентированные с запада на восток, определяют преобладание ветров западной составляющей.

Выпадение осадков и метели при адвекции тепла можно иллюстрировать на примере синоптических ситуаций с 17 по 25 января 1961 г. Так, 17 января 1961 г. устойчивая без осадков погода определялась тем, что территория Полярного Урала находилась под влиянием восточной периферии антициклона с центром на Балтике и в арктической воздушной массе с температурами воздуха ниже -31° и преобладанием ветров северо-восточного направления. На следующие сутки трансформация охлажденного воздуха привела к дальнейшему понижению температуры, особенно в замкнутых горных котловинах и в долинах, где влияние турбулентного перемешивания ослаблено: температура воздуха за 24 часа понизилась с -31 до -39° . Прохождение фронта 19 января привело к потеплению на 18° (с -39 до -21°).

При анализе синоптических условий, проведенном Центральным институтом прогнозов, отмечается прохождение через северные районы Урала фронта окклюзии. Тем не менее ход метеорологических элементов говорит о том, что такое сильное потепление вряд ли могло быть связано с усилением ветра и местным прогреванием за счет разрушения местной инверсии перед фронтом или какими-либо другими местными процессами. По-видимому, окклюдирование фронта началось значительно позднее — где-либо в Зауралье. Однако осадки при прохождении этого фронта не были такими интенсивными, как на следующие сутки, когда их суточная сумма достигла 8 мм и температура воздуха продолжала повышаться до -10° . Выпадение осадков в эти сутки было связано с прохождением теплого фронта. Погода, определявшаяся прохождением фронтов циклона, и погода теплого сектора циклона в рассматриваемом районе Урала наблюдалась до 25 января 1961 г. С 25 января температура воздуха на Полярном Урале понизилась до -30° , что было обусловлено прохождением над его территорией северной периферии циклона арктической воздушной массы.

Выпадение осадков и метели при адвекции холода и трансформации выхолаживания. На Полярном Урале осадки выпадают также при относительно холодной и ветреной погоде, когда температура воздуха перед теплым фронтом равна около -23° (в Зауралье) и около -16° (в Приуралье) в континентальном арктическом

воздухе, несколько прогретом в связи с приближением фронта, и, следовательно, с увеличением облачности и скорости ветра. Однако ситуация, когда осадки выпадают только в холодной воздушной массе, достаточно редкое явление, и, как показывает анализ динамико-климатологических данных, даже для отдельных конкретных метелей и снегопадов сохраняется отчетливо тенденция: чем теплее воздушная масса, тем большее количество осадков выпадает.

Так, на Полярном Урале снегопады с интенсивностью более 2 мм/сутки в 400 случаях отмечались, как правило, в середине зимы (декабрь — февраль) при среднесуточной температуре воздуха выше -15° , т. е. при относительно высоких температурах. Однако для суточной изменчивости метеорологических элементов характерно и то, что случаев с выпадением осадков при понижении среднесуточной температуры, абсолютной и относительной влажности было ненамного меньше, чем случаев с увеличением среднесуточной температуры и абсолютной и относительной влажности воздуха. Это связано с тем, что весьма часто снегопады могут наблюдаться в западной и северо-западной частях проходящих циклонов и в восточных и северо-восточных частях антициклонов, где они сопровождаются адвекцией холода или трансформацией выхолаживания за счет уменьшения облачности и ослабления ветра в холодных арктических воздушных массах. Но все же случаев выпадения осадков с адвекцией тепла (A_T) больше, чем с адвекцией холода (A_X), что связано с прохождением теплых фронтов, а также с трансформацией прогревания вследствие увеличения облачности, увеличения турбулентности и т. д.

Рассмотрим синоптическую ситуацию выпадения интенсивных осадков (8 мм/сутки) на Полярном Урале при восточном ветре и относительно холодной погоде 5 апреля 1961 г., когда среднесуточная температура воздуха была около -17° . На близлежащих равнинах в это время температура не опускалась ниже -6° . Такая низкая температура может быть объяснена накоплением воздуха в долинах Полярного Урала с последующим его выхолаживанием под влиянием процессов трансформации за холодным фронтом (3 апреля 1961 г.). Как следует из анализа синоптических материалов, погода на Полярном Урале определялась стационарным циклоном, расположенным у предгорий Урала; с 1 апреля циклон медленно смещался от Кольского полуострова к северу Урала. Вследствие того, что фронты перемещались скорее, чем циклон, циклон к 4 апреля 1961 г. стационарировал, а фронты вместе с теплым сектором сместились в поле меридионального струйного течения к северо-востоку.

В отличие от наиболее распространенного случая, когда за фронтом обычно дуют ветры северной или западной составляющей, прохождение холодного фронта сопровождалось ветрами южных румбов, причем температурные контрасты у земли были сглажены. На высотах (в слое 500/1000 мб) теплый сектор циклона был выражен гребнем тепла на синоптической карте, а за холодным фронтом прослеживался обширный центр холодного воздуха во всем слое средней тропосферы (перед Уралом). Такое поле ветра у земли определило то, что при наличии восточной составляющей в горах ветер мог дуть в широтно ориентированных долинах, как ветер восточного направления.

Таким образом, при восточном ветре внутри гор Полярного Урала за холодным фронтом выпадали интенсивные ливневые осадки, причем вначале, пока не была разрушена турбулентностью пленка холодного воздуха, здесь отмечались аномально низкие температуры воздуха, которые не могли быть вскрыты синоптическим анализом.

На следующий день (5 апреля 1961 г.) повышение среднесуточной температуры с -17 до -5° сопровождалось еще более интенсивным выпадением осадков (20 мм/сутки), связанное, как и накануне,

с прохождением малоподвижного вторичного фронта за основным холодным фронтом*. Найти объяснение для столь значительного потепления без анализа аэрологических наблюдений внутри рассматриваемого района весьма трудно. Возможно, что оно было связано с перемешиванием и разрушением пленки холодного воздуха в нижней части приземной инверсии или вследствие того, что по северной периферии антициклона пришла более теплая (прогретая на юге, где уже сошел снежный покров) воздушная масса с ветрами в горах (под влиянием долин) восточного, а на равнине иного направления.

Таблица 15а

Повторяемость (дни) основных гигротермических процессов (73) в холодное время года за 1958—1961 гг. по данным наблюдений на метеостанции Б. Хадата

Год	Тип процесса				
	Адвекция тепла (A_T)	Адвекция холода (A_X)	Трансформация прогрева (T_T)	Трансформация выхолаживания (T_X)	Нейтральное равновесие (H_P)
1958	65	76	42	39	8
1959	68	68	46	35	7
1960	65	63	28	31	8
1961	67	67	32	32	12
Сумма	265	274	149	137	35

Анализ данных, представленных в табл. 15 а и б, позволяет сделать некоторые выводы о повторяемости и генезисе основных гигротермических процессов, по А. П. Гальцову [73], в холодное время года в условиях долинной тундры горно-ледниковых районов Севера. Ограниченный ряд наблюдений, взятый для рассмотрения, не позволяет судить

Таблица 15 б

Повторяемость типов гигротермических процессов (дни) с выпадением осадков [73] в холодное время года за 1958—1961 гг. по данным наблюдений на метеостанции Б. Хадата

Год	Тип процесса														
	A_T			A_X			T_T			T_X			H_P		
	ω	n	i	ω	n	i	ω	n	i	ω	n	i	ω	n	i
1958	222	62	3,6	82	70	1,2	61	37	1,6	112	40	2,8	14	7	2,0
1959	247	61	4,0	87	59	1,5	84	37	2,3	81	32	2,5	6	6	1,0
1960	148	53	2,8	76	52	1,5	35	23	1,5	48	19	2,5	40	7	5,7
1961	221	56	4,0	120	56	2,2	75	22	3,4	43	26	1,7	18	8	2,2
Сумма	838	232	3,6	365	237	1,6	255	119	2,2	284	117	2,4	78	28	2,7

Примечание. ω —сумма осадков, выпавших при различных типах гигротермических процессов, мм; i —средняя суточная интенсивность осадков, мм/сутки; n —повторяемость.

о многолетнем режиме. Однако имеются основания считать рассмотренные четыре холодных периода достаточно репрезентативными, так как синоптические условия зимнего времени в 1958—1961 гг. были существенно различными, косвенным показателем чего является различное количество осадков, выпавших в течение этих периодов при различных типах гигротермических процессов (см. табл. 15 б): так, например, количество осадков, выпавших при адвективных типах гигротермических

* На синоптических картах Центрального института прогнозов этот вторичный фронт не отмечается, хотя вряд ли столь интенсивные осадки, бурный и порывистый ветер, рост давления и т. д. могли быть связаны только с влиянием орографии.

процессов зимой 1960 г., было примерно в 1,5 раза меньше последних в 1961 г. Анализ синоптических материалов за эти годы позволяет отметить, что и характер синоптических условий зим существенно изменялся из года в год, что дает возможность получить представление о возможных вариациях метеорологических условий по данным относительно ограниченного ряда наблюдений. Отличие рассматриваемых холодных периодов было следующим: зимой 1961 г. типичным было выпадение осадков при относительно теплой погоде, тогда как, например, зимой 1960 г. характерным было выпадение осадков при относительно холодной погоде и, следовательно, при относительно меньшем влагосодержании воздушных масс, поступающих в район Урала. Именно это определило различные осадков, выпавших при A_T и A_X зимой 1960/61 г.

Таким образом, несмотря на приблизительно одинаковую повторяемость типов гигротермических процессов за период наблюдений на Урале, количество осадков, выпавших при том или ином типе процесса, может быть существенно отличным в различные годы. Это же можно сказать и об интенсивности выпадения осадков при различных типах гигротермических процессов. В настоящее время удастся получить только качественное представление о факторах, определяющих различия интенсивности выпадения осадков из года в год при одних и тех же типах гигротермических процессов. Как показал анализ, имеется зависимость интенсивности осадков при том или ином типе гигротермических процессов от теплосодержания воздушных масс, приходящих в район Урала; об этом говорит наличие мало изменяющейся из года в год связи между количеством осадков и показателями термического режима. Очевидно, что траектории барических центров, интенсивность их перемещения, процессы циклогенеза и обострения фронтальной деятельности под влиянием орографии должны оказывать не менее существенное влияние на ход и интенсивность выпадения осадков в течение года. Однако за рассмотренный относительно короткий период времени эти факторы как бы определяли «общий фон» процессов, тогда как изменчивость тепло- и влагосодержания воздушных масс из года в год определяла изменчивость выпадения осадков при различных типах гигротермических процессов (см. табл. 15 б).

Рассмотрение данных табл. 15, а и б позволяет сделать несколько выводов о характере основных гигротермических процессов в условиях горно-ледникового района Урала.

1. Повторяемость основных типов гигротермических процессов отличается большой устойчивостью из года в год; так, повторяемость адвективных типов A_T и A_X составляет для холодного времени года около двух месяцев, повторяемость трансформационных типов T_T и T_X — около месяца, повторяемость нейтрального равновесия H_p не превышает в среднем одной декады.

2. Повторяемость сопряженных гигротермических процессов (например, адвекции тепла, с одной стороны, и холода, с другой) равна, что говорит о генезисе этих процессов: они связаны, как правило, с прохождением одного и того же барического центра или группы барических образований в течение единого синоптического периода.

3. При равной повторяемости адвекции тепла и адвекции холода интенсивность осадков при первом типе гигротермических процессов (A_T) более чем в 2 раза больше, чем при адвекции холода (A_X), что и определяет большую значимость в процессах осадкообразования, а следовательно, и аккумуляции вещества на ледниках, синоптических процессов, обуславливающих адвекцию тепла (увеличение от суток к суткам абсолютной и относительной влажности и повышение среднесуточной температуры). Так, за 4 года наблюдений вклад адвекции тепла в общую сумму осадков, выпадающих при всех выделенных типах гигротермиче-

ских процессов, наибольший: суммы осадков, выпадающих ежегодно при адвекции тепла, более чем в 2 раза превышают последние при адвекции холода, процессах трансформации и более чем в 10—15 раз суммы осадков, выпадающих при нейтральном равновесии.

4. Большая интенсивность осадков и почти в 2 раза большее количество осадков, выпадающих при адвекции тепла, указывают на достаточную физическую правомерность установленных статистически связей между термическим режимом зимы и количеством осадков. Однако достаточно большое количество осадков, выпадающих при похолодании и уменьшении абсолютной влажности (при адвекции холода или трансформации выхолаживания), говорит о необходимости большой осторожности при использовании подобных связей — так физически мыслимы синоптические процессы, преобладание которых (выпадение осадков в тыловых частях циклонов) может привести к нарушению установленных связей и к существенным ошибкам при их использовании для реставрации прошлых осадков по данным о термическом режиме зимы.

5. Наиболее интенсивные осадки при адвекции тепла выпадали в среднем в 1961 г., когда сумма осадков при этом типе гигротермических процессов в 1,5 раза превысила последнюю в 1960 г. Вообще для 1961 г. была характерна наибольшая интенсивность осадков и при адвекции холода и при трансформации прогревания, что связывается с большей остротой и интенсивностью фронтальной деятельности в районе Полярного Урала.

Теплый период

Представление о средних синоптических условиях гигротермических процессов, по А. П. Гальцову [73], можно получить при рассмотрении средних значений метеорологических элементов основных типов процессов, являющихся показателем синоптических условий и процессов циркуляции атмосферы в летнее время. Данные, представленные в табл. 15 в для долины р. Б. Хадаты, могут быть использованы для определения метеорологических элементов на ледниках, если известно их высотное положение и вертикальные градиенты метеорологических элементов.

Адвекция тепла (A_T) и холода (A_X) отличаются (см. табл. 15 в) противоположными знаками барических градиентов (при $A_T \Delta P < 0$, а при $A_X \Delta P > 0$) и различным фоном температуры и влажности. Так, при адвекции тепла, как правило, значительно выше тепло- и влагосодержание воздушных масс, поступающих в районы Полярного Урала. Однако в отдельных случаях адвекция тепла может наблюдаться и при относительно низком первоначальном «фоне» температуры и влажности воздуха, что связывается с конкретными особенностями синоптических процессов. Адвекция тепла обычно наблюдается в передних частях циклонов при наличии конвергенции у земли и дивергенции воздушных токов на высотах, что и определяет падение давления; противоположный характер изменения давления отмечается при адвекции холода, что обусловлено дивергенцией у земли и конвергенцией на высотах в тыловых частях циклонов, в антициклонах и в гребнях высокого давления.

Следует отметить, что относительно небольшие контрасты средних значений метеорологических элементов при различных типах гигротермических процессов в долинной тундре оказываются, как правило, решающими для хода, интенсивности и продолжительности процессов абляции на снежниках и ледниках, расположенных на различных высотных уровнях. Так, при температуре воздуха около $5-6^\circ$ в долинной тундре при неустойчивом равновесии и абсолютной влажности около $6-8$ мб таяние ледников было весьма незначительным или прекращалось вовсе; это было связано с тем, что малые различия в температуре и влажности воздуха в долинной тундре при одном и том же типе гидро-

термических процессов могут приводить к существенным изменениям в характере процессов абляции ледников, расположенных на различных высотах, структуры теплового баланса и т. д. Это будет проявляться в том, что, например, различия в среднесуточной температуре воздуха при одном и том же типе гигротермических процессов всего в 1—2° и влажности в несколько миллибар будут определять отсутствие или наличие

Таблица 15 в

Средние величины некоторых метеорологических элементов при различных типах гигротермических процессов в долине р. Б.Хадаты [73] в июле-августе 1958—1961 гг.

Год (июль-август)	Число случаев n	Среднесуточная температура $t_{\text{ср}}$, град	Абсолютная влажность e в 13 час, жб	Относительная влажность r в 13 час, %	Суточная из- менчивость дав- ления Δp , мб
Адвекция тепла (A_T)					
1958	10	9,5	9,2	71	-3,1
1959	12	13,0	12,2	72	0,0
1960	10	11,5	8,9	55	-0,9
1961	11	13,9	11,1	58	-1,2
Трансформация прогревания (T_T)					
1958	10	11,7	8,4	47	0,6
1959	14	13,4	11,0	60	-0,5
1960	8	12,1	7,3	42	-0,1
1961	10	15,2	8,8	42	-0,3
Нейтральное равновесие (H_p)					
1958	2	6,2	6,4	60	-3,6
1959	1	18,6	18,2	73	2,0
1960	1	10,2	9,9	47	2,2
1961	4	14,9	9,7	43	0,2
Адвекция холода (A_X)					
1958	10	6,8	6,6	60	6,1
1959	11	11,2	8,9	58	0,8
1960	9	7,7	7,4	60	2,2
1961	7	12,3	8,8	52	1,6
Трансформация выхолаживания (T_X)					
1958	9	7,3	8,0	71	2,2
1959	5	11,1	9,8	70	-0,3
1960	5	7,7	7,2	65	-0,0
1961	8	11,3	9,5	65	-0,2

таяния на ледниках, направленность потоков турбулентного тепло- и влагообмена, величину поглощения коротковолновой радиации и т. д. Так, например, характер процессов абляции был существенно различным при нейтральном равновесии (H_p) в 1958 и 1959 гг. (см. гл. IV). Если в первом случае таяние вообще отсутствовало, то во втором оно было исключительно интенсивным.

Средние характеристики метеорологических элементов при различных типах гигротермических процессов (см. табл. 15 в) позволяют судить о характере циркуляционных процессов и тепло- и влагосодержании воздушных масс, поступавших в район Полярного Урала летом 1958—1961 гг. Так, независимо от типа гигротермических процессов, тепло- и влагосодержание воздушных масс было наибольшим в 1959 и в 1961 гг. и наименьшим в 1958 и 1960 гг. Анализ синоптических условий этих лет позволяет сделать вывод о большей интенсивности гигротермических процессов, связанных с адвекцией тепла, трансформацией прогревания и нейтральным равновесием в аномально теплые сезоны. Это определило

соответственно увеличение интенсивности процессов абляции и их продолжительности.

Синоптические условия при аномальной теплой погоде. Наиболее высокие среднесуточные температуры воздуха наблюдались при неустойчивом равновесии 12—13 июля 1961 г. в период устойчивой ясной погоды. В долинной тундре среднесуточная температура воздуха достигала 20°, а на ледниках — до 15° и выше. В эти дни антициклон с центром к северу от Новой Земли охватывал значительную часть Советского сектора Арктики. По западной и средней Европе проходила серия циклонов. Северо-восток европейской территории Союза и север Урала находились в теплом секторе с воздухом умеренных широт, трансформирующимся в результате процессов прогревания. Малоградиентное барическое поле, маловетренная устойчивая погода при ветре восточных румбов — таков был характер погоды на Полярном Урале. Антициклон был сформирован в теплой воздушной массе во всем нижнем слое тропосферы от поверхности 1000 до 500 мб. Типичным для этого синоптического положения является то, что европейская территория Союза находилась под влиянием интенсивной циклонической деятельности, тогда как к северу и северо-востоку располагался обширный антициклон с центром в Карском море.

Такое положение у земли и на высотах определяет стационарность процесса. Погода, связанная с таким синоптическим положением, характеризуется преобладанием процессов трансформации прогревания. Воздух умеренных широт прогревается, что приводит к появлению температурных контрастов между трансформированным воздухом и «свежим» воздухом умеренных широт, поступающим из Атлантики в сериях циклонов, идущих по средней части европейской территории Союза. Абсолютная влажность при этом достигает в полдень 10—12 мб, тогда как относительная влажность характеризуется закономерным уменьшением, что свидетельствует об удалении воздушных масс от состояния насыщения. Так, относительная влажность при этом типе гигротермических процессов, постепенно уменьшаясь (в 2 раза), в 13 час 11—13 июля 1961 г. достигла 30%. Как правило, этот тип погоды характеризуется следующей последовательностью гигротермических процессов: адвекция тепла (A_T) сменяется трансформацией прогревания (T_T) и нейтральным равновесием (H_p) (табл. 16).

Таблица 16

Среднесуточная температура и абсолютная влажность воздуха (в 13 час) при различных типах гигротермических процессов в июле 1961 г.

	Число				
	8	9	10	11	12
Тип гигротермического процесса	A_T	T_T	T_T	A_T	H_p
Среднесуточная температура, град	16,0	17,4	19,7	20,2	19,8
Абсолютная влажность в 13 час, мб	7,2	8,0	8,6	9,4	10,4

Типичная синоптическая ситуация при аномально теплой погоде приведена схематически на рис. 27. Интересной особенностью междусуточной изменчивости метеорологических элементов при этом является закономерное увеличение абсолютной влажности — она увеличилась в 1,5 раза от начала до конца рассматриваемого периода (с 8 по 13 июля 1961 г.) — и низкая относительная влажность (до 25—30%) в полдень.

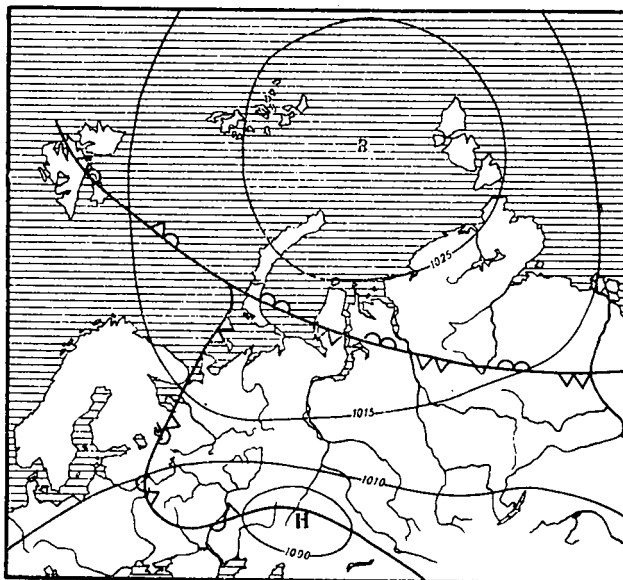


Рис. 27. Синоптическая ситуация во время нейтрального равновесия и аномально-теплой погоды на Полярном и Приполярном Урале 13 июля 1961 г. (3 часа московского времени)
 В — область высокого давления (антициклон), Н — область низкого давления (циклон)

Естественно, что высокая абсолютная влажность и температура воздуха (на ледниках не менее 6 мб и 12° соответственно) при ясной погоде должны определять большое поступление тепла от радиационного баланса и турбулентного тепло- и влагообмена.

Другой наиболее типичной синоптической ситуацией при аномально теплой погоде является адвекция тепла в восточной части циклона, расположенного к западу от Урала, с последующей трансформацией прогревания в антициклонах и гребнях высокого давления, стационарирующих к востоку от Урала. Этот тип погоды наблюдался, например, 21—23 июля 1960 г., когда среднесуточная температура воздуха достигала более 18°, а абсолютная влажность 13 мб.

Синоптические условия при аномально холодной погоде. Одним из ведущих типов гигротермических процессов, с которыми связано похолодание и установление погоды с малым таянием или его прекращением, является адвекция холода. Так, август 1960 г. на Полярном Урале был аномально холодным. Это было связано с развитием интенсивной адвекции холода, которая происходила по восточной периферии высокого устойчивого антициклона с центром к северу от Кольского полуострова. Большая интенсивность адвекции арктических масс воздуха была обусловлена большими барическими градиентами, так как к востоку от Урала располагался глубокий циклон с центром над Средне-Сибирским плоскогорьем, сформированный в холодном воздухе в слое 500/1000 мб. Такая ситуация была основной в течение почти всей первой декады августа. В 13 час 7 августа, например, среднесуточная температура и абсолютная влажность воздуха в долине р. Б. Хадаты были равными соответственно 3,4° и 6,4 мб и соответственно меньше на различных высотных уровнях ледников. Понятно, что при такой относительно низкой температуре воздуха осадки, которые в тундре выпадали в жидком виде, на ледниках могли формировать временный снежный покров. Осадки при этом типе процессов выпадают, как правило

на холодных фронтах, которые обостряются обычно под влиянием орOGRAPHии.

Для проходящих фронтов характерна малоподвижность или резкое уменьшение скорости движения по мере приближения к Уралу. Обычно похолодание при этом типе синоптических процессов определяется вторжением свежих масс арктического воздуха в ложбины с последующей трансформацией выхолаживания в гребнях повышенного давления или восточных частях антициклонов. Увеличение повторяемости таких процессов приводит к резкому снижению фона температуры воздуха и таяния. Меньшая повторяемость процессов адвекции тепла и их меньшая интенсивность определяют, как это, например, было в августе 1960 г., аномально низкие значения температуры воздуха и абсолютной влажности в течение всего периода с такими условиями погоды. Так, адвекция тепла (28—30 августа 1960 г.) была слабо выражена и не могла поднять температуру воздуха в долиненной тундре и на ледниках выше соответственно 10 и 5°. Увеличение повторяемости таких ситуаций в течение лета может привести к существенному изменению интенсивности и характеру процессов абляции, вследствие чего может резко измениться суммарная абляция ледников и сальдо их вещественного баланса. По-видимому, существенное, а порой определяющее значение при этом может иметь выпадение твердых осадков на ледниках. Оно может привести к резкому изменению продолжительности периода абляции, уменьшению радиационного баланса и приходу тепла вследствие турбулентного тепло- и влагообмена.

Характерная синоптическая ситуация этого типа гигротермических процессов приводится на рис. 28. Следует отметить, что синоптическая ситуация, представленная на этом рисунке, имеет много общего с синоптическими условиями зимы в период интенсивных снегопадов и метелей. Интересной особенностью этого типа гигротермических процессов является то, что на высоте поверхности 500 мб располагается высотная фронтальная зона с весьма сильными западными ветрами, которые иногда достигают силы ветров струйных течений; фронтальная зона иногда пересекает Урал с запада на восток, а иногда ориентирована в меридиональном направлении. Аномально холодная погода 17—20 августа 1959 г. (рис. 29) вызвала снегопады, что привело к образованию на ледниках временного снежного покрова толщиной до 10 см.

Аномально холодным был также август 1958 г., что обусловливалось резким повышением интенсивности адвективных гигротермических процессов с преобладанием адвекции холода в тыловых частях циклонов (9, 15, 18, 20, 22 и 24 августа). Среднесуточная температура воздуха в этот период в горных долинах не превышала 7,5°, а абсолютная влажность — 6,1 мб, снижаясь временами до 5,5 мб. В отдельные дни (24 августа) среднесуточная температура опускалась до 2,3°. На леднике ИГАН температура воздуха снижалась до —2, —3°, а абсолютная влажность была ниже 6,1 мб. Периодическое выпадение твердых осадков, низкое тепло- и влагосодержание воздушных масс, которые в это время поступали в район Полярного Урала, обусловили резкое снижение интенсивности процессов абляции, временами же абляция прекращалась совсем. При этом затраты тепла на испарение полностью перекрывали поступление тепла от радиационного баланса, которое в это время было весьма низким, вследствие преобладания холодной и пасмурной погоды с развитием облачности нижнего яруса при прохождении фронтов.

Другой причиной малого радиационного баланса было выпадение твердых осадков на высоко расположенных ледниках, которое приводило к резкому снижению поглощения коротковолновой радиации. Рассмотрение синоптических карт за это время позволяет отметить, что резкое снижение интенсивности процессов абляции на снежниках и лед-

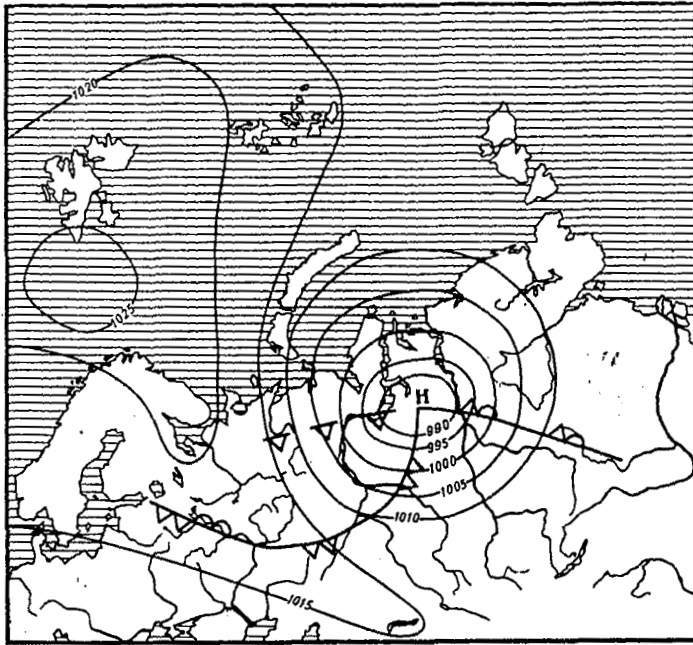


Рис. 28. Синоптическая ситуация при адвекции холода и аномально-холодной погоде на Полярном и Приполярном Урале 7 августа 1960 г. (3 часа московского времени)
Н — область низкого давления (циклон)

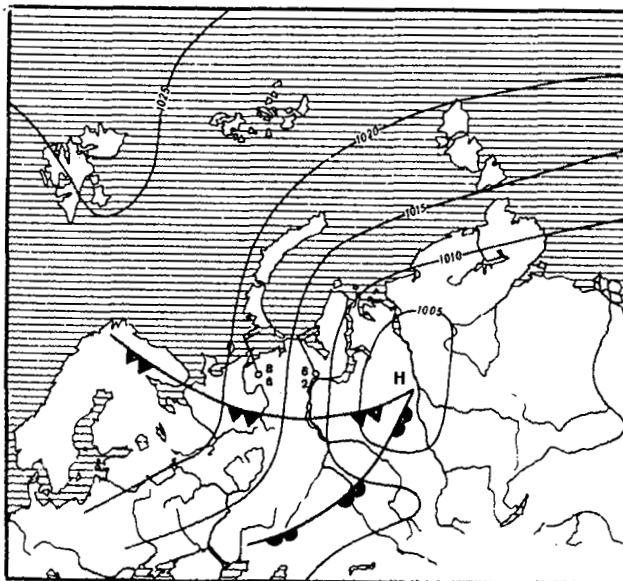


Рис. 29. Синоптическая ситуация в период летнего снегопада на Полярном Урале 17—20 августа 1959 г. (3 часа московского времени)
Н — область низкого давления (циклон)

никах Полярного Урала в основном определялось адвекцией арктического воздуха по восточной периферии антициклонов, стационарировавшихся к западу от Урала.

Существенной особенностью синоптических условий является то, что к востоку от Урала обычно располагались достаточно устойчивые и глубокие высокие циклоны, сформированные в холодном воздухе во всем нижнем слое тропосферы. Таким образом, районы современного оледенения на Полярном и Приполярном Урале в это время находились под влиянием ветров восточной периферии антициклонов и западной периферии циклонов.

Повышенный градиент давления, прохождение приземных фронтов и их обострение под влиянием орографии, а также трансформация выхолаживания в зафронтальных частях циклонов (при уменьшении облачности) — вот основные причины преобладания определенных комплексов гигротермических процессов в это время на Полярном Урале: адвекция холода сменяется трансформацией выхолаживания, которая в свою очередь, при поступлении свежих масс арктического воздуха, в ядрах повышенного давления сменяется адвекцией холода или неустойчивым равновесием. Такое чередование гигротермических процессов (их большая повторяемость) определяет то, что процессы адвекции тепла при этом не могут восполнить дефицит тепла, который связан с предыдущей последовательностью синоптических и гигротермических процессов. Все это обуславливает то, что ни адвекция тепла, ни трансформация прогревания не могут существенно повысить интенсивность процессов абляции, так как тепло- и влагосодержание воздушных масс изменяется весьма незначительно.

Как правило, именно с этими процессами связано окончание периода абляции и смена его аккумуляцией вещества на снежниках и ледниках Урала в конце летнего периода (конец августа — начало сентября). Особенностью этого типа синоптических ситуаций является меридиональность потоков в тропосфере и наличие меридиональности в смещении барических центров в поле ведущих потоков в тропосфере. Циклоны обычно смещаются по меридиональным траекториям, что обеспечивает возможности для затока холодных арктических масс воздуха в тыловых частях циклонов и в гребнях высокого давления за циклонами.

Таким образом, периоды с аномально низкой и аномально высокой абляцией характеризуются противоположным размещением преобладающих стационарных барических центров на севере Евразии. При аномально высокой абляции области пониженного давления преимущественно располагаются к западу от Урала, а антициклоны стационарируют в районе Карского моря — Таймырского полуострова. При таких ситуациях районы оледенения Урала находятся под влиянием системы воздушных потоков в восточных окраинах циклонов и в западных частях антициклонов. Это определяет преобладание адвекции тепла и трансформации прогревания в случае аномально теплой погоды на Урале. При аномально холодной погоде положение барических центров противоположное: стационарный циклон — к востоку от Урала и стационарный антициклон — к западу от Урала, что определяет преобладание адвекции холодных воздушных масс преимущественно арктического происхождения. Как правило, преобладание таких типов погоды обусловлено большой устойчивостью синоптических процессов, малой подвижностью циклонов и антициклонов, их замедлением при приближении к Уралу. Характерно также то, что циклоны и антициклоны являются при этом высокими, причем циклонам обычно соответствуют области пониженных значений геопотенциала, а антициклонам — повышенных на картах относительной топографии ОТ 500/1000. Таким образом, цик-

лоны обычно сформированы в холодном воздухе, а антициклоны — в теплом, во всем нижнем слое тропосферы.

Из изложенного следует, что основными гигротермическими процессами во время установления холодной погоды в летнее время является адвекция холода, которая сменяется или трансформацией выхолаживания, или неустойчивым равновесием; эти гигротермические процессы в зависимости от конкретных синоптических условий могут снова сменяться адвекцией холода или процессами трансформации. В периоды с аномально теплой погодой адвекция тепла обычно сменяется трансформацией прогревания, а иногда трансформация прогревания сменяется адвекцией теплых воздушных масс.

Поле ветра в условиях горного рельефа весьма слабо связано с типом гигротермических процессов, так как ветер в атмосфере в этих условиях может существенно отличаться от ветра в горах, направление которого в основном определяется ориентацией долин и развитием местных циркуляций. В связи с этим затруднительно наметить связь ветра с типами гигротермических процессов в летнее время.

Летом в горных долинах и на горных плато Полярного Урала характерно значительное преобладание ветров восточной и северной составляющих. Этот факт находит достаточно четкое синоптическое объяснение. Так, при аномально теплой погоде Полярный Урал находится под влиянием южной и западной частей антициклонов с преобладанием ветров восточной составляющей. При холодной погоде ветры восточной периферии антициклонов и западных частей циклонов определяют появление ветров северной составляющей. Поскольку же в среднем для летнего периода характерно развитие и стационарирование антициклонов к востоку и северо-востоку от Урала, то преобладают ветры северо-восточного направления, которые характерны для средних условий. Во время прохождения холодных фронтов развиваются ветры северо-западных и западных направлений, и во время прохождения теплых фронтов и фронтов окклюзий нередки ветры южных румбов, которые совсем не выражены в широтно ориентированных долинах, но ощущаются на незащищенных от ветра частях горных плато.

Различные типы гигротермических процессов могут наблюдаться при разном тепло- и влагосодержании воздушных масс в зависимости от конкретных типов синоптических ситуаций и их смены. Однако в среднем наибольшим тепло- и влагосодержанием отличаются воздушные массы, которые поступают в район Полярного и Приполярного Урала при адвекции тепла, трансформации прогревания и неустойчивого равновесия. Несмотря на это каждый из выделенных типов гигротермических процессов может наблюдаться при весьма малом тепло- и влагосодержании воздушных масс в зависимости от последовательности смены синоптических положений, их устойчивости, ориентировки высотных гребней и ложбин и перемещения барических образований.

4. ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Некоторые особенности гидрографии

Гидрография исследуемого района изучена к настоящему времени довольно хорошо на основании картографических материалов и в результате полевых исследований. Подробная гидрологическая характеристика территории дана в работе А. О. Кеммериха [149]. В связи с этим мы ограничились весьма краткой характеристикой гидрологических особенностей района в целом. Основное внимание нами уделено гидрологии бассейна верхнего течения р. Б. Хадата, являющегося характерным по

условиям и особенностям формирования стока рек гольцового пояса исследуемой территории. Бассейн верхнего течения р. Б. Хадаты рассматривается нами как опытный бассейн, в котором сотрудниками Полярно-Уральской экспедиции Ин-та географии АН СССР проводились комплексные гидрометеорологические исследования с 1957 г. по настоящее время.

Реки территории принадлежат бассейнам Баренцова, Карского и Каспийского морей. Площадь бассейнов этих рек в пределах гор составляет $74\,000\text{ км}^2$, в том числе к западу от главного водораздела $43\,000\text{ км}^2$ и к востоку — $31\,000\text{ км}^2$. На юге района к западу от главного водораздела расположены верховья левых притоков Камы, Косьвы, Яйвы, и Вишеры, несущих свои воды в Каспийское море. Севернее бассейна Вишеры находятся верховья Печоры и ее левых притоков Подчерья, Илыча, Шугора и Усы, образующейся из слияния Б. и М. Усы. Пространство гор между реками Б. Патоком (правый приток Шугора) и Б. Усой занято бассейнами левых притоков Усы — Косью, Большой Сыни и Лёмвы. Все эти реки относятся к бассейну Баренцова моря. К востоку от главного водораздела расположены верховья левых притоков Оби — Северной Сосьвы, Войкара, Сыни, Соби, Лангот-Югана, Щучьей, а также реки Кара и Байдарата, дающие сток в Карское море.

Большинство рек имеет характер горных потоков. Это особенно относится к рекам Приполярного Урала. Среднее падение рек составляет здесь до 10 м на 1 км , а в верховьях — десятки метров на 1 км . В северной части Полярного Урала наблюдается лучшая выработанность продольного профиля рек, течение более спокойное, падение в верхнем и в нижнем течении составляет несколько метров на 1 км . Русла рек то расширяются, разбиваясь на многочисленные протоки, то резко суживаются. Характер русла изменяется от валунно-галечного в верховьях рек до песчано-галечного вблизи выхода рек из гор. Значительные водопады имеются обычно только на притоках. На главных же реках часто встречаются шиверы и пороги, на которых скорость течения достигает нескольких метров в секунду. Глубины (за исключением периода весеннего половодья) невелики. Максимальные их значения почти нигде не превышают $1\text{—}2\text{ м}$, однако броды из-за больших скоростей бывают нередко затруднительными.

Характерной особенностью рек к западу от главного водораздела является преобладающее меридиональное направление долин (долины рек Шугора, Илыча, Вишеры, Лёмвы). К востоку от главного водораздела речные долины имеют обычно широтное направление.

Густота речной сети колеблется в пределах от ста до тысячи метров на 1 км^2 территории. По данным А. О. Кеммериха [149] наибольшей густоты (1000 м/км^2) речная сеть достигает в горнотаежном поясе бассейна Косью (западная часть Приполярного Урала). Необходимо, однако, иметь в виду, что большинство ручьев длиной до нескольких километров в зимний период не несут воды, хотя и обозначены на некоторых картах, как постоянно действующие. Поэтому густота постоянно действующей речной сети будет, по-видимому, меньше той, которая определена по этим картам. Так, например, для территории Полярного Урала (между 67 и 68° с. ш.) густота речной сети по нашим подсчетам равна $300\text{—}350\text{ м/км}^2$. Наблюдения за стоком ряда водотоков в зимний период показали, что густота постоянно действующей речной сети составляет $80\text{—}150\text{ м}$ на 1 км^2 бассейна. В более южных районах густота сети возрастает, но не столько за счет большего увлажнения территории осадками, сколько из-за увеличения зарегулированности стока рек почвенно-растительным покровом.

Истоки большей части рек начинаются вблизи главного водораздела, в зоне распространения ледников и снежников-перелетков. В неко-

торых случаях реки берут начало из озер или из низких заболоченных участков сквозных долин.

Распределение озер на территории неравномерно. Основная их часть как по количеству, так и по площади водного зеркала расположена в западной половине гор. Такое распределение озер является одним из проявлений основной географической закономерности Урала: резкого увеличения увлажнения, активности гидрологических и геоморфологических процессов в западной полосе гор. Наибольшее количество озер сосредоточено в северной части Полярного Урала. Здесь же находятся и самые крупные озера Урала — Б. и М. Щучье. Оба они тектонического происхождения, имеют крутые берега и большие глубины. Озеро Большое Щучье имеет максимальную глубину 136 м, среднюю глубину 66,7 м, площадь зеркала 11,74 км² и объем воды 0,7839 км³. Озеро Малое Щучье значительно меньше. Средняя глубина 18,2 м, а площадь зеркала 4,0 км² [149]. В долинах рек часто встречаются плотинные озера. Наиболее благоприятным условием для их образования является выход в главную долину двух полноводных противоположно впадающих ручьев. Образованные ручьями конуса выноса, смыкаясь, подпруживают главную реку. Одним из озер этого типа является озеро Большое Хадата-Юган-Лор. Средняя глубина озера по данным А. О. Кеммериха [149] 5,5 м, максимальная — 20 м (по нашим данным), площадь зеркала — 2,6 км². В долинах рек расположены также многочисленные озера — старицы и озера термокарстового происхождения. Глубины их незначительны, обычно не превышают 2—3 м. Весьма характерным типом озер, довольно хорошо изученных Л. Д. Долгушиным [105, 107], А. О. Кеммерихом [149], Л. С. Троицким [284], Н. Я. Мироновой и Т. Н. Покровской [207], являются каровые озера. Они расположены в карах, частично или полностью покинутых ледниками, переуглубившими свое ложе в процессе движения. Каровые озера имеют обычно правильную овальную форму. Наибольшие глубины озер, приуроченные к тыловой части кара, достигают 30—50 м.

Вода в озерах слабо минерализована. Крупные озера, так же как М. Щучье и Б. Хадата-Юган-Лор, имеют минерализацию 50—70 мг/л, каровые озера — менее 10 мг/л [149, 208]. На мелких участках плотинных озер и озер-стариц наблюдается развитие водной растительности. Эти озера богаты рыбой (хариус, голец, пыжьян, налим). Температура поверхности воды в июле достигает 12—15°, на глубинах более 10 м температура воды круглый год равна 3—5° [207]. В каровых озерах температура поверхности воды редко поднимается выше +5°С, что объясняется расходом большого количества тепла на таяние снега, озерного льда и льда, спускающихся в озера ледников. Помимо этого на температуру воды влияет высокое расположение каровых озер над уровнем моря и большая затененность.

Болота в северной части Урала почти совсем не изучены. Заболоченность горной области весьма значительна, но все же болот здесь меньше, чем на окружающих равнинах. Болота наиболее распространены в долинах рек, но встречаются нередко и на нагорных плато. При пересечении Полярного Урала с запада на восток по долине р. Б. Хадаты летом 1960 г. нами была обнаружена ярко выраженная закономерность изменения заболоченности территории: резкое уменьшение заболоченности при переходе от западной половины гор к восточной. Распространенность и характер болот подчиняются, по-видимому, в значительной степени основной географической закономерности Урала: быстрому уменьшению увлажнения в восточной половине гор.

Ледовые явления. Первые ледовые образования — забереги на реках и озерах Полярного Урала обычно появляются в сентябре, а Северного и Приполярного Урала — в октябре. После образования

заберегов уровень воды в реках и озерах быстро падает. Почти одновременно появляется сало, а несколько позже — шуга. Обломки заберегов, сало и шуга образуют на реках ледоход. Шугоносность рек Урала очень велика. Так, например, на р. Б. Хадате шуга идет иногда сплошным слоем толщиной около 10 см. Шуга образуется в течение всей зимы на отдельных участках рек, свободных ото льда. Эти участки приурочены к истокам рек из озер или к местам выхода грунтовых вод. Незамерзающие участки русла наблюдаются также на больших порогах. Большая часть рек в течение всей зимы покрыта льдом. Толщина льда увеличивается вниз по течению рек, достигая наибольшей величины у выхода рек из гор. На реках Полярного Урала наибольшая толщина льда в конце зимы достигает 100 см и более, на реках Северного и Приполярного Урала — 50—100 см. На некоторых участках русла малых рек, где в самом начале зимы скапливается большое количество снега, ледовый покров не образуется. Река всю зиму течет в тоннеле под мощной толщей снега. В расширенных участках речных долин образуются наледи, в формировании которых принимают участие речные и грунтовые воды. Строение наледи слоистое. В теле многих наледей бывает значительное количество воды. Толщина наледей составляет обычно 1,5—2 м, но у некоторых достигает 6 м [149]. На Полярном и Приполярном Урале в долинах рек распространены грунтовые наледи, площадь и толщина которых намного меньше речных наледей.

Исследования льда, проведенные в последние годы сотрудниками Полярно-Уральской экспедиции на озерах Б. Хадата — Юган-Лоре и М. Щучьем, показали большую пространственную изменчивость толщины льда. Так, весной 1963 г. на оз. Малом Щучье толщина льда изменялась на расстоянии в несколько десятков метров от 80 до 150 см и более. Такое резкое изменение толщины льда мы объясняем действием тепла грунтовых вод и неравномерностью залегания снежного покрова на льду. Зимой озерный лед отличается высокой прочностью. Весной прочность льда резко падает благодаря действию проникающей в лед радиации, вызывающей наиболее интенсивное таяние на границах между кристаллами льда. В апреле 1963 г. до начала таяния на оз. М. Щучьем трактор С-80 (вес 12 т) проломал лед толщиной около 80 см и затонул на глубине 10 м. Особенно непрочным озерный лед становится после начала интенсивного таяния. На оз. Б. Хадата-Юган-Лоре мы наблюдали местами полное отделение кристаллов озерного льда одного от другого. Кристаллы, длиной 20—30 см и диаметром в несколько сантиметров, свободно плавали в воде в вертикальном положении вплотную один к другому. Создавалось впечатление сплошного ледяного покрова, одна ко несущая способность такого льда практически равнялась нулю.

Полное освобождение крупных озер Полярного Урала от льда происходит в конце июня — начале июля. Большая часть озерного льда в проточных озерах тает непосредственно в озере, некоторая же часть в виде крупных льдин выносится рекой.

Водный режим опытного бассейна р. Б. Хадаты

Бассейн расположен в расширенной горной части Полярного Урала к западу и к северу от горы Хар-Наурды-Кеу. Центр бассейна удален от западной границы гор на 22—23 км и от восточной на 37—40 км. Площадь бассейна — 132 км², средняя абсолютная высота — 580 м (см. рис. 6). Расчлененность рельефа весьма значительна: относительные высоты хребтов достигают 1000 м. Западная часть бассейна имеет альпийские формы рельефа: здесь широко распространены островерхние горные хребты (нередко зубчатой формы), многочисленные кары с крутыми, а иногда отвесными склонами (см. рис. 2). В восточной части бас-

сейна значительное распространение имеют плоские или полого-выпуклые горные плато (см. рис. 1). К их поверхностям приурочены наибольшие абсолютные отметки бассейна, достигающие 1285 м. В Центральной части бассейна находятся широкие долины, днища которых с абсолютными высотами 209—300 м заняты озерами и болотами. Общая площадь водного зеркала озер, включая небольшие каровые озера, составляет 5 км². Озерность бассейна равна 3,8%. В пределах бассейна находится 8 небольших ледников, общей площадью 2 км², что составляет 1,5% площади бассейна.

Растительный покров в бассейне развит слабо: леса отсутствуют, только на берегах оз. Б. Хадата-Юган-Лор значительные площади заняты зарослями кустарниковой ольхи и ивы. В долине оз. М. Хадата-Юган-Лор и в низовьях впадающих в озеро ручьев растут мхи и густые травы. Горные плато покрыты в основном мхами и лишайниками, но нередко их поверхность представляет каменные россыпи, почти совсем лишенные растительности. Последние широко распространены также на крутых склонах вплоть до подножий.

Речная сеть бассейна хорошо развита. В озера М. и Б. Хадата-Юган-Лор впадают пять крупных ручьев. Они полноводны в весенне-летний период и почти не несут воды зимой. Большая часть ручьев берет начало из ледников или из крупных снежников. Верховья ручьев имеют обычно бурное течение, а на ручье, вытекающем из ледника ИГАН, имеются даже водопады высотой в несколько метров.

Основным источником питания Б. Хадаты являются талые снеговые воды. Твердые осадки в течение всей зимы образуются почти исключительно в воздушных массах, приходящих с западной части горизонта. Как уже отмечалось выше, «выснеживание» воздушных масс происходит быстро благодаря малой высоте и плотности облачного слоя зимой и очень сильному развитию турбулентности воздушных потоков. Вследствие этого в горах образуется зона высокой снежности, в пределах которой находится бассейн. Снежный покров по территории бассейна распределен крайне неравномерно (см. гл. III). В долинах и на поверхности горных плато, общая площадь которых составляет 40—45% площади бассейна, толщина снежного покрова изменяется незначительно. На западных, безлесных наветренных склонах, а также на крутых склонах любой экспозиции снежный покров незначителен, а многие участки поверхности склонов (до 10% от площади бассейна) совсем лишены снежного покрова. У подножий склонов (особенно подветренных) накапливаются мощные толщи снега, водозапас которых в 1,5—5 раз превышает средний водозапас снежного покрова по бассейну.

В связи с неравномерным залеганием снежного покрова сток талых снеговых вод неравномерен. В периоды первых потеплений, которые в отдельные годы могут быть довольно интенсивными, стаивает только мало-мощный снежный покров. Сток в эти периоды еще очень мал (рис. 30). Устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха через нуль в долинах является началом интенсивного снеготаяния. В это время снежный покров на плато и у подножий склонов полностью пропитывается водой, но водоотдача из него еще невелика. Талая вода, прокладывая путь в снежном покрове, образует снежные и подснежные русла или фильтруется в толщу снега. Первый пик половодья формируется на 60—70% из воды, образовавшейся от таяния снега в долинах и на малоснежных склонах; он отличается быстрым подъемом и спадом воды. Повышение температуры воздуха после прохождения первого пика половодья приводит к интенсивному таянию снега на плато и у подножий склонов, в результате которого образуется второй пик половодья обычно с более постепенным подъемом воды, чем при первом пике половодья. В некоторые годы (1959 г.) отчетливо прослеживается третий, а иногда и

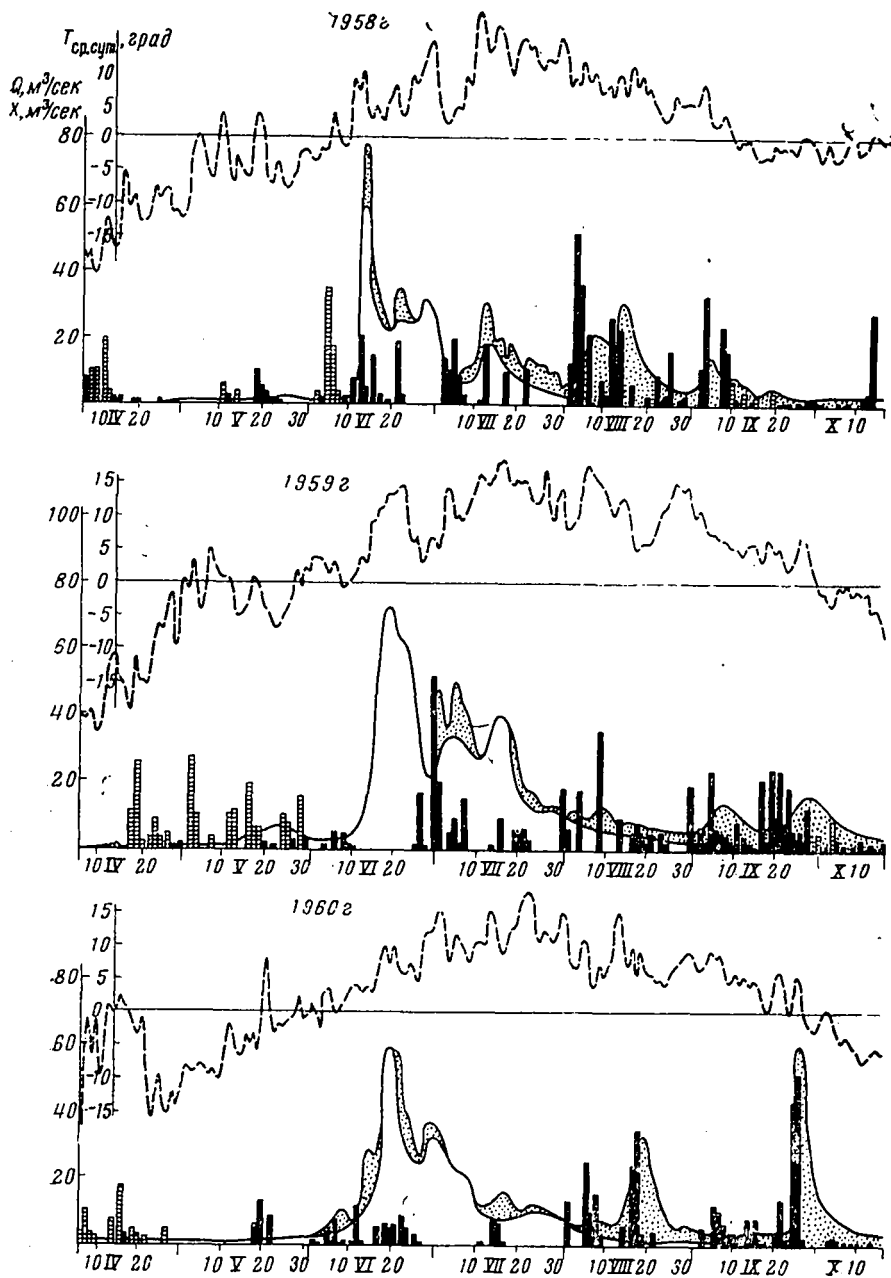
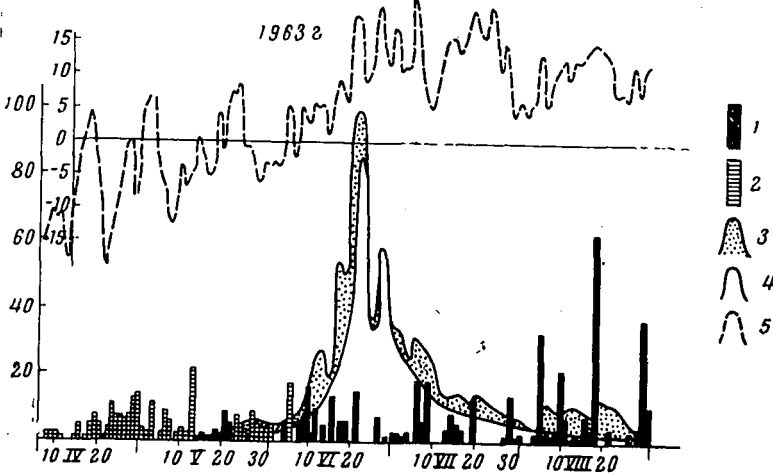
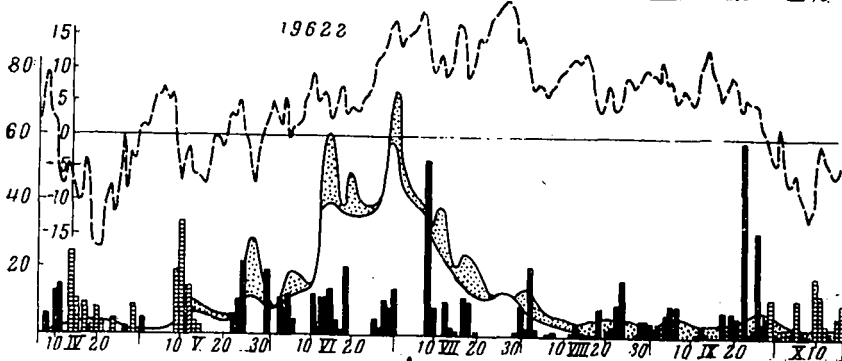
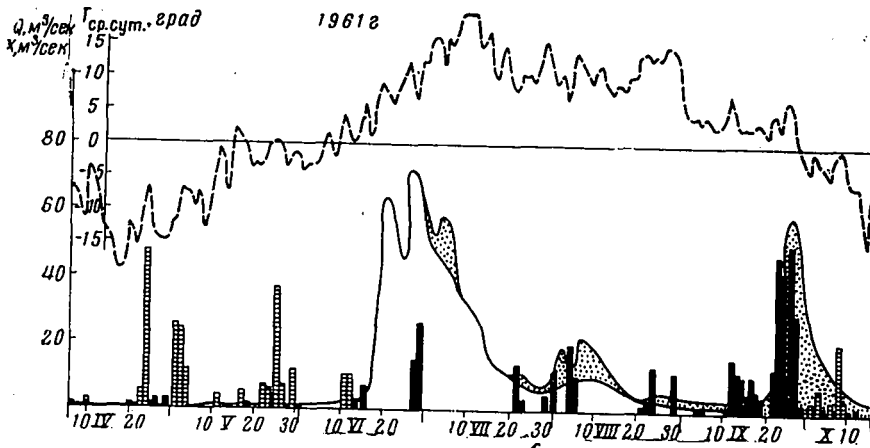


Рис. 30. Изменения расходов воды р. Б. Хадаты
 1 — сумма жидких осадков за сутки, 2 — сумма твердых осадков за сутки,

четвертый пик половодья (1958 г.), возникающие при значительной заснеженности бассейна и при резком повышении температуры воздуха. В дальнейшем на общем фоне спада половодья наблюдается небольшое повышение стока, обусловленное усилением таяния ледников и крупных снежников в периоды повышения температуры и влажности воздуха. Заснеженность бассейна (рис. 31) в начале таяния быстро изменяется: почти полностью освобождаются от снега долины и большая часть склонов. К середине июля наиболее мощные скопления снега сохраняются лишь в карах, лощинах и на поверхности ледников. Площадь их убы-



И метеоэлементов по метеостанции Б. Хадата
 3 — дождевой сток, 4 — талый сток, 5 — среднесуточная температура воздуха

вае медленно. К середине августа сезонный снег обычно весь стает и остаются лишь ледники и снежки-перелетки. За годы наших исследований площадь их составляла от 2,2 до 2,5% площади всего бассейна.

Жидкие осадки, в отличие от твердых, образуются в воздушных массах, пришедших с западной и восточной частей горизонта; небольшое их количество образуется также и в местных воздушных массах. Осадки восточной части горизонта имеют, как правило, ливневый характер. За сутки выпадает иногда до 40—50 мм осадков. Однако такие ливни обычно не захватывают всей территории бассейна. В этих случаях количе-

ство осадков, измеренное на крайней восточной метеостанции бассейна (Б. Хадата), значительно превышает объем стока соответствующего дождевого паводка в опытном бассейне р. Б. Хадаты. Осадки западной части горизонта большей частью обложные. Они выпадают обычно при больших скоростях ветра и сложно распределяются по территории бассейна. При этом в западной части бассейнов количество осадков значительно больше, чем в восточной части на тех же абсолютных высотах. Поэтому объем стока дождевых паводков в этих случаях в 1,5—2,3 раза больше суммы осадков, измеренных на метеостанции Б. Хадата, являющейся крайней восточной и в то же время наиболее низко расположенной точкой бассейна. Иногда значительное количество осадков выпадает из облачных флягов, формирующихся около наиболее высоких горных хребтов и массивов. Эти осадки выпадают на площади, составляющей от 10 до 30% площади бассейна.

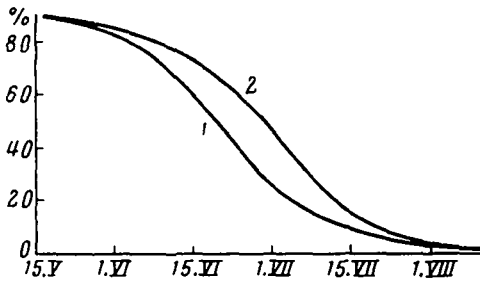


Рис. 31. Изменение заснеженности территории бассейна р. Б. Хадаты в течение лета 1 — 1960 г., 2 — 1962 г.

Распределение жидких осадков по территории бассейна более равномерно, чем распределение максимального водозапаса в снежном покрове. Так, если количество осадков по метеостанции Б. Хадата принято за 100%, то количество жидких осадков по метеостанции Фирновая (бассейн ледника ИГАН) составляет 196%, а величина водозапаса в снежном покрове 500—1000%. На метеостанции Ледник (языковая часть ледника ИГАН) количество жидких осадков и водозапас в снежном покрове составляет соответственно 156 и 200—300%, а на метеостанции Глетчерная (фирновый бассейн ледника Обручева) — 169 и 400—700%.

Наибольшее количество жидких осадков, так же как и твердых, образуется и выпадает вблизи наиболее высоких горных хребтов и массивов. Там, где склоны хребтов и массивов крутые, осадки, образовавшиеся над их вершинами, выпадают не только на самих вершинах, но и у подножий склонов, расположенных близко к вершинам. Этим, а также западным положением в бассейне метеостанции Глетчерная и Амфитеатр (старая морена у ледника Обручева), объясняется аномально высокое количество жидких осадков, зарегистрированное сравнительно низко (540 и 410 м над ур. моря) находящимися станциями.

Зависимость количества жидких осадков от абсолютной высоты места $X_d = f(H_{абс})$ выражена довольно слабо

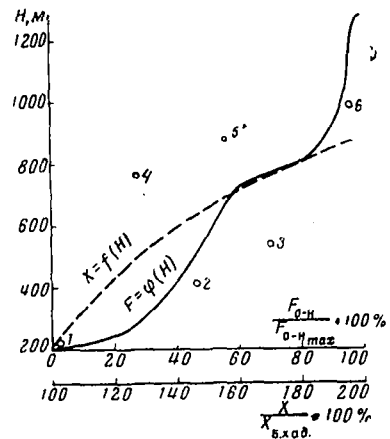


Рис. 32. Гипсографическая кривая бассейна р. Б. Хадаты и зависимость относительных величин жидких осадков от абсолютной высоты места H

F_{0-H} — площадь бассейна в диапазоне высот от 0 до H , $F_{0-H_{max}}$ — вся площадь бассейна, X — жидкие осадки на разных метеостанциях, $X_{Б.Хад}$ — жидкие осадки на метеостанции Б. Хадата, точки — относительные величины жидких осадков по метеостанциям в бассейне р. Б. Хадаты: 1 — Б. Хадата, 2 — Амфитеатр (ледник Обручева), 3 — Глетчерная (ледник Обручева), 4 — Плато, 5 — Ледник ИГАН, 6 — Фирновая (ледник ИГАН)

(рис. 32). Основная причина разброса точек ясна из вышеизложенного. Проведя среднюю для бассейна кривую $X_d = f(H_{абс})$, среднюю величину жидких осадков по бассейну можно определить по формуле

$$X_{д. ср.} = \frac{X_1 f_1 + X_2 f_2 + \dots + X_n f_n}{100},$$

где f_1, f_2, \dots — площади (в % от общей площади бассейна), соответствующие интервалам высот (209—300; 300—400 м и т. д.); X_1, X_2, \dots — величины жидких осадков (в % от величины жидких осадков на метеостанции Б. Хадата) для середины интервала высот, снятые с кривой $X_d = f(H_{абс})$. Полученная таким способом величина $X_{д. ср.} = 160\%$.

Грунтовое питание р. Б. Хадаты (створ ниже озера Б. Хадата-Юган-Лор) невелико, так как талые снеговые воды, стекая по промерзшей почве, почти не инфильтруются в грунт. Вечная мерзлота, распространенная почти на всей территории бассейна, также препятствует питанию грунтовых вод за счет дождей.

Суммарное испарение с поверхности бассейна за летний период невелико. Подсчитанное по методам П. С. Кузина [169] и Б. В. Полякова [233], оно составляет около 100 мм. Испарением с поверхности снежного покрова в период его таяния можно пренебречь, так как величина его, как показали эксперименты (см. гл. IV), компенсируется конденсацией водяного пара. Таким образом, сток талых вод (Y_T) практически равен величине максимального водозапаса в снежном покрове; сток дождевых вод (в том числе и грунтовый сток, являющийся частью дождевого) $Y_d = X_d - Z$, где X_d — средняя по бассейну сумма жидких осадков, Z — средняя по бассейну величина испарения. Таким образом, уравнение водного баланса для опытного бассейна р. Б. Хадаты имеет следующий вид: $Y = Y_T + X_d - Z$. Величины членов этого уравнения за 5 лет наблюдений приведены в табл. 17.

Таблица 17

Водный баланс верхней части бассейна р. Б. Хадаты

Год	Y, мм	X _д , мм	Z, мм	Y _д , мм	Y _т , мм	Год	Y, мм	X _д , мм	Z, мм	Y _д , мм	Y _т , мм
1958	1080	510	70	440	640	1961	1350	480	100	380	970
1959	1530	540	110	430	1100	1962	1630	540	110	430	1200
1960	1140	490	90	400	740						
Среднее							1350	510	95	420	930

Сток талых вод составляет 69% суммарного стока. В том числе с поверхности ледников в результате таяния снега, фирна и льда поступает 4% всей воды. Величина стока дождевых вод составляет 31% от суммарного стока. Таким образом, по классификации М. И. Львовича [200] р. Б. Хадата в пределах опытного бассейна относится к рекам с преимущественно снеговым питанием (с участием ледникового питания) и летним стоком.

На величину максимального и минимального стока р. Большой Хадаты оказывает существенное влияние аномально высокая зарегулированность стока озерами. Поэтому приводимые ниже данные нельзя считать достаточно репрезентативными для района в целом. Наибольший расход воды р. Б. Хадаты с 1958 по 1963 г. равнялся 98,4 м³/сек (1963 г.), что соответствует модулю стока 750 л/сек·км². Максимальный расход наблюдался в первый пик половодья, на который наложился сток дождевого паводка. Формированию такого большого расхода способствовала также весьма высокая среднесуточная температура воздуха в бассейне. По данным метеостанции Б. Хадата за 2 дня до пика годоводья она достигла +19°С, тогда как во все предыдущие годы

среднесуточная температура воздуха в период половодья составляла 10—15°.

Средний максимальный модуль стока р. Б. Хадаты за 6 лет наблюдений равен $575 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$. Осенью, после устойчивого перехода среднесуточных температур воздуха через 0°C , грунтовое и озерное питание р. Б. Хадаты быстро истощается, и уже в ноябре модуль стока не превышает $3—5 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$. Наименьший расход воды, измеренный в начале мая 1958 г. (до наступления первых оттепелей), составлял всего $0,10 \text{ м}^3/\text{сек}$, что соответствует модулю минимального стока — $0,8 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$.

На ручье ледника ИГАН (площадь бассейна 2 км^2) наибольший расход воды за период наблюдений, измеренный в 1959 г., составлял $3,1 \text{ м}^3/\text{сек}$, что соответствует модулю стока $1550 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ и максимальному элементарному талому стоку $5,6 \text{ мм/час}$. Заснеженность бассейна к этому времени составляла 70%, а величина максимального элементарного талого стока с поверхности ледника, покрытой снегом, 8 мм/час , что хорошо согласуется с данными Д. Л. Соколовского [265; 266]. Минимальный сток ручья уже в начале зимы равен нулю.

В 1961 г. в период устойчивой летней межени было произведено измерение стока р. Б. Хадаты на различных участках течения от оз. Б. Хадата-Юган-Лор до выхода реки из гор. Модули меженного стока, приведенные к одному моменту времени, составляли у постоянного гидроствора $50 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$; в 10 км ниже гидроствора (близ устья р. Гена-Хадаты) — $30 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$; в 30 км (ниже устья р. Назар-Нзо-Шор) — $24 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ и в 50 км (выше устья р. Наровей-Хадата) — $19 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$. Модуль стока р. Наровей-Хадаты, бассейн которой расположен на восточной периферии гор, равнялся $7 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$.

Годовой сток рек северных районов Урала

В горах северной части Урала сток изучен недостаточно. Основные гидрометрические створы, расположенные в основном за пределами горной области, характеризуют суммарный сток с горных и равнинных территорий. При построении карт среднего годового стока горных областей используют обычно зависимости величин стока от средней высоты бассейна. Важнейшим условием при этом является достаточно полное освещение фактическими данными о стоке всего диапазона высот изучаемого района. Это условие для северной части Урала в настоящее время не может быть соблюдено. В работе [54] показано, что зависимость годового стока от средней высоты бассейна для хорошо увлажненных районов Средне-Русской возвышенности имеет криволинейный характер. Это же положение, по-видимому, имеет место и для хорошо увлажненных районов Урала [55]. Поэтому прямолинейная экстраполяция указанных зависимостей в работах Кеммериха [145; 149] приводит, вероятно, к некоторому занижению величин среднего годового стока в наиболее возвышенных районах Приполярного и Полярного Урала.

При построении карты среднего годового стока для территории Полярного Урала (рис. 33) мы использовали данные о стоке рек Б. Хадаты, Соби, Усы и Воркуты, а также данные снегомерных съемок (см. гл. III). Количество жидких осадков изменяется по территории в том же направлении, что и величина максимального водозапаса в снежном покрове, но более плавно. Изолинии водозапаса в снежном покрове «600 мм» соответствует изолиния « $30 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ » модуля среднего годового стока (см. рис. 33 и рис. 40). Районам с высокой снежностью (800 мм в слое воды) примерно соответствуют районы со средним годовым модулем стока $40 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ и более. Хорошими индикаторами этих районов являются

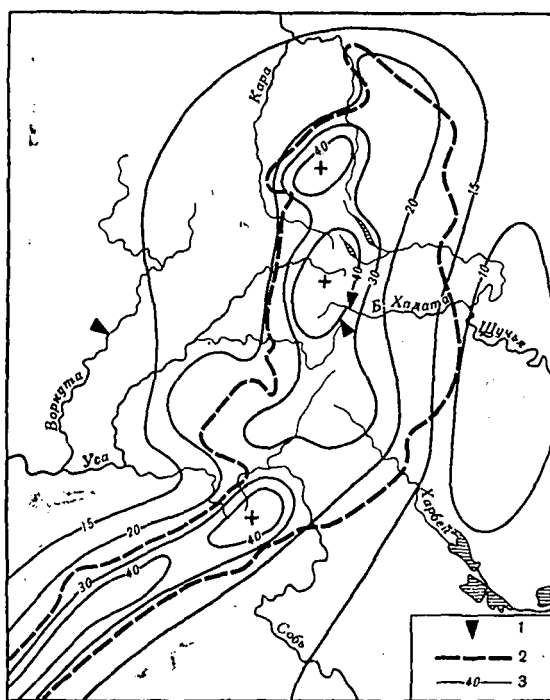


Рис. 33. Средний годовой сток рек Полярного Урала
(л/сек·км²)

1 — гидрометрический створ, 2 — граница гор, 3 — изолинии стока

ся скопления значительного количества ледников и снежников-перелетков.

Зона высокой водности (средний годовой модуль стока 30 л/сек·км²) протягивается сплошной полосой от северной оконечности Урала до бассейна реки Илыч. В ее пределах находятся участки со средним годовым модулем стока более 40 л/сек·км², а в районе хребта Сабли, возможно, и более 50 л/сек·км². Западная граница зоны высокой водности совпадает с западной границей гор. Ширина зоны равняется в среднем 30—40 км. Несмотря на незначительную ширину зоны роль ее в стоке даже крупных равнинных рек Урала весьма значительна. Так, годовой сток Печоры у с. Усть-Шугор (площадь бассейна 67 000 км²) равен 30 км³; из них сток с горных районов, занимающих лишь 19% площади бассейна (13 000 км²), составляет 12,5 км³, т. е. 42% всего стока реки. Горная область Урала вместе с предгорными возвышенностями (Высокая Парма, Ыджид-Парма, Овин-Парма) дает более половины стока Печоры и около двух третей талого стока, составляющего основу весеннего половодья. Отсюда следует, что гидрологическая роль снежного покрова северной части Урала весьма велика, а поэтому точность долгосрочных гидрологических прогнозов объема весеннего половодья Печоры и ее притоков будет зависеть в основном от правильности учета количества снега в горах.

Глава III

ФОРМИРОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И АККУМУЛЯЦИЯ СНЕГА НА ЛЕДНИКАХ

Снежный покров северных районов Урала резко отличается от покрова окружающих хребтов равнин по толщине, свойствам, режиму и условиям формирования. Продолжительность залегания снежного покрова везде превышает полгода. Хозяйственная деятельность человека в северной части Урала в значительной степени связана со снегом. Сильные затяжные метели создают затруднения в работе железнодорожного, автомобильного и санно-тракторного транспорта. Снегом заносятся улицы и строения в поселках. Снежные лавины разрушают дома и мосты. Бывают случаи, например, когда полотно Печорской железной дороги в горных районах Полярного Урала после продолжительных метелей покрывается многометровой толщей снега, в результате чего движение поездов прекращается на несколько дней.

Роль снега весьма значительна также во всех природных процессах. Повышенная заснеженность западной части Северного, Приполярного и Полярного Урала обуславливает формирование большого числа ледников (распространенных до 64° с. ш.) и снежников-перелетков (до 59,5° с. ш.) в гольцовом поясе гор. Ледники и снежники играют ведущую роль в формировании нивально-гляциальных форм рельефа, особенно широко распространенных и интенсивно развивающихся на Приполярном и Полярном Урале. Повышенная заснеженность западной части хребта значительно увеличивает объем весеннего стока рек, существенно влияет на их режим, изменяет местный климат и укорачивает вегетационный период, что в свою очередь сказывается на характере и распределении растительного покрова.

Несмотря на большое практическое значение снега в хозяйственной деятельности человека, а также его существенную роль в природных процессах, изученность снега на Северном, Приполярном и Полярном Урале еще недостаточна. Слабая изученность снега объясняется малым количеством метеостанций, производящих систематические снегомерные работы, и большой неравномерностью распределения снежного покрова по территории. Специфика климатических условий района, как будет показано ниже, обуславливает малую надежность осадкомерных данных о твердых осадках и данных о снегонакоплении, полученных по постоянным рейкам и коротким снегомерным маршрутам. Сведения о физико-механических свойствах, температуре и режиме таяния снега до недавнего времени вообще отсутствовали.

Некоторые данные о характере и важнейших закономерностях распределения снежного покрова на Северном и Приполярном Урале получены

впервые Л. Д. Долгушиным [103, 105] и А. О. Кеммерихом [144, 149]. Однако недостаточность фактического материала не позволила авторам дать подробную количественную характеристику водозапаса в снежном покрове.

П. Л. Горчаковский [83, 84] на основании материалов снегосъемок дал характеристику распределения толщины, объемного веса и особенностей структуры снежного покрова в различных высотных поясах Северного Урала (в районе гор Ялпинг-Ньёр и Конжаковский Камень). Автор пришел к выводу, что в горно-таежном поясе снег распределяется более равномерно, чем в гольцовом поясе гор, и лес играет большую положительную роль в режиме рек, в замедлении процессов таяния снега и в снижении эрозии почвогрунтов.

Снегомерные работы в течение многих лет проводились также в бассейне р. Воркуты Р. В. Лагранжем [181], в 1957 и 1958 гг. в бассейнах рек Илыч и Щугор (Северный и Приполярный Урал) А. М. Вяткиной и в верхней части бассейна Печоры сотрудниками Печоро-Ильчского заповедника. В результате снегомерных съемок А. М. Вяткиной было установлено увеличение снегозапаса от 200—300 мм на равнине до 600 мм и более в горных частях бассейнов этих рек. Снегомерные работы по предложенной нами программе провела в марте-апреле 1963 г. группа туристов под руководством мастера спорта О. Н. Воронкова. Снегосъемками были охвачены приводораздельные участки Уральского хребта от верховий р. Печоры на юге до района горы Народной на севере.

В последние годы Центральным институтом прогнозов [141] были составлены карты снегозапаса по материалам снегосъемок, проводимых на станциях ГМС. Однако эти карты не могут быть использованы при определении снегозапаса горных районов северной части Урала, так как для такой большой территории имелись лишь данные одной горной метеорологической станции Верхний Щугор и не учитывались особенности распределения снежного покрова в горах. Приведенные на картах величины снегозапаса в западной части гор Урала занижены в 2—3 раза.

В настоящее время снежный покров наиболее подробно изучен в северной части Полярного Урала в результате исследований Полярно-Уральской гляциологической экспедиции Института географии АН СССР в период с 1957 по 1963 г. Особенностью этих исследований, помимо проведения многократных детальных снегомерных съемок по широтному профилю через Полярный Урал, на ледниках и на прилежащих к ним плато, являлось изучение процессов формирования и распределения снежного покрова по территории и изменения его свойств. Поэтому некоторые выводы, полученные в результате проведенных исследований, могут быть распространены на более южные районы Урала и некоторые другие горные области страны.

1. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА

Типы снега. Свежевыпавший снег в пределах рассматриваемой территории состоит обычно из мелких звездчатых, пластинчатых или призматических снежинок. В осенний и весенний периоды довольно часто выпадает снежная крупа. Иногда на поверхности снега отлагается изморозь, представленная обычно крупными (до 10 см) «снежными цветами». Роль изморози в формировании водозапаса в снежном покрове незначительна: особенно мала ее роль на ледниках, где скапливается много снега; удельный вес изморози в формировании водозапаса в снежном покрове ледников составляет всего около 1% от общего водозапаса. Примерно такие же данные получены Н. В. Давидович [97] для ледников Новой Земли.

Свежевыпавший снег под воздействием ветра быстро превращается в метелевый снег, состоящий из обломков снежинок. Происходит резкое увеличение объемного веса при сохранении большой подвижности снега. Частицы свежевыпавшего и метелевого снега, остающиеся на месте, смерзаются и подвергаются фирнизации. Образование и укрупнение округлых зерен фирнизированного снега происходит тем быстрее, чем больше градиент температуры в снежной толще, который при одинаковых температурах воздуха на поверхности снега зависит, в свою очередь, от толщины снежного покрова, температуры под снегом и структуры снега: чем толще снежный покров и чем ниже подснежная температура, тем больше скапливается мелкозернистого (диаметр до 1 мм) и среднезернистого (диаметр 1—2 мм) снега. Снег, лежащий на мохово-травяном покрове, имеет обычно более крупные зерна (диаметр 2—5 мм). У поверхности почвы образуется, как правило, горизонт глубинного инея, состоящего из четко ограниченных кристаллов снега длиной до 1 см.

После сильных метелей и резкого похолодания на поверхности плотного метелевого снега образуются ветровые доски, отличающиеся весьма большой механической прочностью; при движении трактора по ветровым доскам на поверхности остаются лишь небольшие бороздки от гусениц. Ветровые доски и наст, погребенные под снегом, разрыхляются, снежные зерна в них укрупняются, и образуются фирновые корки. После осенних и весенних оттепелей в фирновых корках скапливается вода, которая, замерзая, создает ледяные корки. После интенсивного таяния снежная толща становится однородной и состоит в основном из округлых, слабо связанных между собой зерен инфильтрационного фирна.

Стратиграфия снежной толщи. Структура и объемный вес снежной толщи весьма изменчивы во времени и зависят от абсолютной высоты и характера ландшафта местности (рис. 34). На леднике Оленьем (Полярный Урал), например, почти вся толща сложена относительно однородным мелкозернистым снегом; местами хорошо заметна слоистость. В некоторых слоях, отложенных в период особенно сильных ветров, содержатся мелкие частицы горных пород, размером до 1 см.

В верхней части разреза расположен слой метелевого снега, а под ним — ветровая доска. Объемный вес снега γ систематически увеличивается с глубиной H . Аналогичные разрезы характерны для большинства крупных скоплений снега, образующихся обычно на ледниках и снежниках-перелетках. На ровной поверхности нагорных плато с моховым покровом стратиграфический разрез снежной толщи более сложен (рис. 34, б). Под слоями метелевого и мелкозернистого фирнизированного снега лежит слой плотного среднезернистого снега, еще ниже — слой рыхлого крупнозернистого снега и, наконец, слой глубинного инея. В нижних горизонтах наблюдается значительное уменьшение объемного веса снега за счет выноса вещества в виде водяного пара в верхние слои. Уплотнение снега в нижних горизонтах под давлением вышележащих слоев в отличие от разреза снежной толщи на леднике Оленьем сказывается слабее. Это объясняется значительно меньшей толщиной снежного покрова и, возможно, тем, что выступающие над ровной поверхностью почвы многочисленные валуны играют роль опор для «крыши» из плотного среднезернистого снега.

В лиственничном лесу с подлеском из кустарников полярной березки и мохово-травяным покровом, в восточной части горной области Полярного Урала (долина р. Большая Хадата) снег очень рыхлый (рис. 34, в). Метелевый снег здесь не типичен, его место занимает горизонт свежевыпавшего снега. Процессы фирнизации идут быстрее, чем в предыдущих разрезах. Границы между горизонтами очень четкие. В большей части

разреза хорошо заметна вертикальная текстура снега. Характерна значительная толщина слоя глубинного инея.

На Северном и Полярном Урале стратиграфия снежной толщи в условиях леса аналогична (см. рис. 34, в, г). Весьма похожа также стратиграфия снежного покрова на открытом ровном плато Полярного Урала и в редком березовом криволесье Северного Урала (см. рис. 34, б и д), формирующегося на значительных абсолютных высотах,

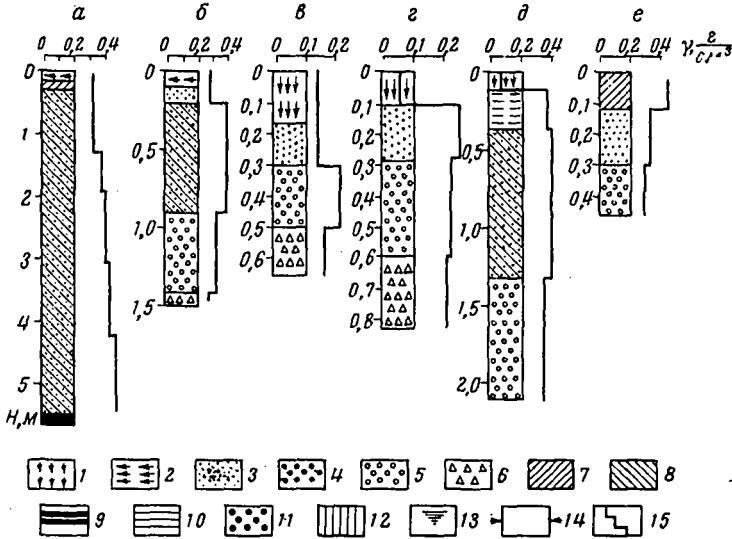


Рис. 34. Стратиграфия снежной толщи в разных ландшафтных зонах Урала

Полярный Урал: а — ледник Олений, 720 м над ур. моря; б — нагорное плато с мохово-лишайниковым покровом, 680 м; в — долина р. Б. Хадаты, лиственничный лес с мохово-травяным покровом, 150 м; Северный Урал (по П. Л. Горчаковскому): г — горно-таежный пояс, елово-кедровый лес, 550 м, д — подгольцовый пояс, березовое криволесье, 850 м, е — гольцовый пояс, каменная россыпь 1080 м;

1 — свежавыпавший снег, 2 — метелевый снег, 3 — мелкозернистый снег, 4 — среднезернистый снег, 5 — крупнозернистый снег, 6 — глубинный иней, 7 — ветровая доска, 8 — плотный снег, 9 — ледяная корка, 10 — фирновая корка, 11 — инфильтрационный фирн, 12 — лед, 13 — влажный или мокрый снег, 14 — маркированный горизонт, 15 — изменение объемного веса снега с глубиной

но примерно в одинаковых природных условиях. Весьма характерен разрез снежной толщи в высоко расположенной каменной россыпи (рис. 34, е). Совершенно аналогичные разрезы в этих условиях получены и на Полярном Урале. Роль каменных опор в сохранении нижнего рыхлого горизонта в этом случае особенно существенна.

Объемный вес. Наименьший объемный вес ($0,03 \text{ г/см}^3$) наблюдается у свежего снега, выпавшего при штилевой погоде, наибольший ($0,56 \text{ г/см}^3$) — у плотного среднезернистого снега, лежащего на прошлогоднем фирне на глубине около 9 м (фирновый бассейн ледника ИГАН). В поверхностных горизонтах снежной толщи наибольший объемный вес ($0,40\text{--}0,45 \text{ г/см}^3$) имеют снежные доски и рыхлый, но отличающийся компактностью укладки зерен свежий метелевый снег барханов. В нижних горизонтах наименьший объемный вес имеет глубинный иней. При небольшой толщине снежного покрова (менее 0,5 м) объемный вес глубинного инея равен от 0,12 до $0,15 \text{ г/см}^3$.

После начала таяния и инфильтрации воды снег быстро превращается в фирн с многочисленными ледяными прослойками. При этом объемный вес снега резко возрастает до 0,55—0,65 г/см³, но в дальнейшем в течение периода таяния мало изменяется.

Отражающая способность (альbedo) поверхности снежного покрова зависит, как известно, от величины радиации, высоты Солнца, степени загрязненности и характера поверхности. Наибольшими значениями альbedo (до 96%) обладает отшлифованная ветром, гладкая, почти зеркальная поверхность ветровой доски. Альbedo свежеснежавшего, мелкозернистого метелевого снега составляет обычно от 75 до 85%, но для поверхности, покрытой метелевым снегом с большим содержанием пылеватых частиц горных пород, величина альbedo снижается до 60%.

В период таяния происходит постепенное загрязнение поверхности фирна минеральными и органическими частицами; они вытаивают из толщи фирна, а также осаждаются на его поверхность из воздуха. В начале периода таяния (июнь — первая половина июля) альbedo поверхности чистого фирна равно 55—50%, к концу таяния (вторая половина августа) оно снижается до 45—40%.

Проникновение коротковолновой радиации в снежный покров измерялось пиранометром с плоским стеклом. Величины проникающей радиации (в % от поглощенной) приведены в табл. 18. Измерения проводились весной 1958 г. при высоте Солнца — 25—30°. Если зависимость величины проникающей радиации S_z от поглощенной радиации S_0 и глубины z представить в виде

$$S_z = S_0 e^{-az}, \quad (\text{III.1})$$

где e — основание натуральных логарифмов, то значения коэффициентов экстинкции для приведенных в таблице типов снега составляют соответственно 0,11; 0,18 и 0,21. Эти результаты отличаются от результатов, полученных Г. К. Сулаквелидзе [277] на Кавказе.

Таблица 18

Проникающая в толщу снега коротковолновая радиация,
% от поглощенной

Тип снега	Глубина, см	Проникающая радиация, %
Пушистый, свежеснежавший, объемный вес 0,04 г/см ³	5	81
	10	36
	15	27
	20	16
Уплотненный, слабо метаморфизированный, объемный вес 0,10 г/см ³	5	40
	10	16
	15	6
	20	4
Мелкозернистый, очень плотный, верхние 3 см — ветровая доска с гладкой «марморовидной» поверхностью, объемный вес 0,40 г/см ³	5	4
	10	1,5
	15	0,5
	20	0,0

Теплопроводность снега измерялась в середине зимы (январь 1958 г.), когда радиация не влияет на температуру в толще снега. Одновременно измерялся объемный вес снега. Для расчетов коэффициентов теплопроводности снега выбирались периоды проникновения в снег мощного потока холода. Расчет проводился несколькими методами, рассмотренными в работе [173], в том числе и амплитудным методом,

использованным Г. Абельсом при создании им известной формулы [11]. Для мелкозернистого снега с объемным весом $0,42 \text{ г/см}^3$ коэффициент теплопроводности составлял $0,89 \times 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$ для среднезернистого снега с объемным весом $0,37 \text{ г/см}^3$ — $0,51 \times 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$. Эти величины весьма близки к величинам, полученным для соответствующих значений объемного веса по формуле Г. Абельса, но значительно отличаются от данных, полученных Г. К. Сулаквелидзе методом мгновенного источника [277].

Для определения предела пластичности снега на разрыв применялся метод Гоффа и Оттена [86]. Наибольшая величина предела пластичности на разрыв для образца, выпиленного из снежной ветровой доски, составила 600 г/см^2 , что значительно превосходит предельные величины, полученные Гоффом и Оттенем для снега на Кольском полуострове. Предел пластичности для среднезернистого и мелкозернистого снега с объемным весом $0,32$ — $0,38 \text{ г/см}^3$ составлял, по нашим измерениям, от 120 до 200 г/см^2 , а для свежес выпавшего уплотненного и свежего метелевого снега с объемным весом более $0,40 \text{ г/см}^3$ — от 10 до 50 г/см^2 . Опыты проводились при температуре от -22 до -25° . После начала таяния и инфильтрации происходит нарушение связей между зёрнами фирна, и величина предела пластичности на разрыв резко уменьшается, причем в поверхностном слое она снижается до нуля. В этот период в снежном покрове значительной толщины, при уклонах поверхности более 15° образуются трещины. К этому же периоду приурочено усиление лавинной деятельности.

Предел пластичности снега на изгиб определялся на образцах снега, вырезанных в виде прямоугольного параллелепипеда. Нагрузка прикладывалась к средней линии образца, лежащего концами на опорах. Величина предела пластичности на изгиб определялась по формуле

$$\sigma_{\text{пр}} = \frac{3}{2} \cdot \frac{Pl}{bh^2}, \quad (\text{III.2})$$

где $\sigma_{\text{пр}}$ — предел пластичности снега на изгиб; l — длина образца снега, вырезанного в виде прямоугольного параллелепипеда; b — ширина образца снега; h — высота образца снега; P — нагрузка, приложенная к средней линии.

Таблица 19

Предел пластичности снега на изгиб

Тип снега	$P, \text{ г}$	$l, \text{ см}$	$b, \text{ см}$	$h, \text{ см}$	$\sigma_{\text{пр}}, \text{ г/см}^2$	$\gamma, \text{ г/см}^3$
Метелевый плотный	1500	30,0	8,0	4,0	530	0,368
То же	3840	20,0	8,0	5,0	580	0,368
Мелкозернистый плотный	1810	20,0	8,0	2,0	1700	0,390
Среднезернистый плотный с вертикальной текстурой	3000	20,0	8,0	5,0	450	0,333
Ветровая доска с гладкой мраморовидной поверхностью	5980	20,0	8,0	2,0	5600	0,435

В табл. 19 приведены результаты измерений, проведенных при температурах от -24 до -27° . Эти измерения, так же как и предыдущие, подтверждают исключительную механическую прочность ветровой доски по сравнению с другими типами снега.

Коэффициент вязкости снега. Применительно к снегу правильной говорить о «псевдовязкости», так как подвижны друг относительно друга не молекулы, а отдельные достаточно крупные частицы

вещества. Этот коэффициент определялся на образцах, подобранных таким образом, что скорость их прогиба под действием собственного веса была незначительной. По средней линии к образцам, как и в предыдущем опыте, прикладывалась нагрузка величиной $P \ll 2bh^2\sigma_{\text{пр}}/3l$. Величина прогиба z через систему блоков передавалась на барабан самописца. Скорость прогиба определялась для периода стационарного прогиба ($\partial z/\partial \tau = \text{const}$). Коэффициент вязкости определяется по формулам

$$\eta = \frac{Pl^3}{48bh^3 \frac{\partial z}{\partial \tau}} \quad (\text{III.3})$$

в случае, когда концы образца приморожены к опорам, и

$$\eta = \frac{Pl^3}{12bh^3 \frac{\partial z}{\partial \tau}} \quad (\text{III.4})$$

в случае, когда концы образца свободны. Здесь: P (в дн); b, h, l, z (в см); τ (в сек); η (в $\text{дн} \cdot \text{сек}/\text{см}^2$).

Наибольший коэффициент вязкости был получен для образца среднезернистого плотного снега с развитой вертикальной текстурой. При объемном весе снега $0,407 \text{ г}/\text{см}^3$ коэффициент вязкости η равнялся $1 \times 10^{13} \text{ нз}$. В то же время ветровая доска с объемным весом $0,456 \text{ г}/\text{см}^3$ прогибалась значительно быстрее, и для нее $\eta = 0,8 \cdot 10^{12} \text{ нз}$, т. е. на порядок меньше. Сочетание высоких величин предела пластичности на разрыв и относительно пониженной вязкости у ветровых досок и мелкозернистого плотного снега способствует тому, что снег этого типа находится в состоянии заметного псевдовязкого течения. При этом разрывы и лавины зимой обычно не образуются. Зимой лавины образуются большей частью из слоя рыхлого метелевого снега.

Уплотнение снега под действием мгновенной нагрузки изучалось в практическом аспекте и связывалось с вопросом проходимости снежной целины тракторами. Измерялась толщина и объемный вес снега в колее трактора С-80 (h_k, γ_k) и рядом с ней (h_c, γ_c) при разной толщине и типах снега. Результаты таких измерений приведены в табл. 20. Приняв средний объемный вес снега в колее трактора

Таблица 20

Толщина и объемный вес снега в колее трактора С-80 и около нее

Характеристика снежной толщи	$h_c, \text{ см}$	$\gamma_c, \text{ г}/\text{см}^3$	$h_k, \text{ см}$	$\gamma_k, \text{ г}/\text{см}^3$	$\Delta h = h_c - h_k$
Крупнозернистый рыхлый снег	18	0,24	8	0,55	10
Мелкозернистый плотный, внизу— крупнозернистый рыхлый снег	22	0,39	17	0,50	5
Среднезернистый плотный, внизу— крупнозернистый рыхлый снег	36	0,36	27	0,48	9
Мелкозернистый плотный, нижняя $2/3$ разреза—глубинный иней	52	0,22	25	0,46	27
Среднезернистый и крупнозернистый рыхлый снег	52	0,28	25	0,58	27
Мелкозернистый плотный, нижняя половина разреза—глубинный иней	100	0,23	67	0,34	33
Среднезернистый и крупнозернистый плотный снег, нижняя 10 см —глубинный иней	143	0,38	98	0,56	45

равным $0,50 \text{ г/см}^3$ и зная толщину и объемный вес снега по маршруту, можно определить глубину погружения трактора в снег по формуле

$$\Delta h = h_c (1 - 2\gamma). \quad (\text{III.5})$$

При освоении исследуемого района проходимость снежного покрова для санно-тракторного транспорта имеет большое значение. Правильный выбор трассы для снежной дороги должен основываться на предварительном подробном обследовании толщины снега и его свойств. Дорогу следует прокладывать в обход крупных скоплений рыхлого снега даже за счет значительного увеличения ее длины, что в итоге дает экономию времени и горючего. Наиболее благоприятными местами для прокладки дорог часто являются речные террасы вблизи от бровки, а также русла рек в широких речных долинах. Необходимо избегать прокладывать дороги у подножья незалесенных горных склонов, где обычно весьма значительна толщина снежного покрова и всегда возможен сход снежных лавин. К настоящему времени имеется значительное количество эмпирических формул, связывающих какое-либо физическое свойство снега с его объемным весом. Необходимо при этом отметить, что в расчетные значения различных физических параметров снега большие изменения могут внести особенности структуры снега (толщина связей между частицами, форма и размеры частиц, прослойки, корки, линзы и т. д.). Это обстоятельство особенно необходимо учитывать в отношении исследуемого района, где структурные особенности снега чрезвычайно разнообразны и изменчивы во времени и пространстве.

2. РЕЖИМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Режим накопления снега

Режим накопления снега зависит от режима выпадения твердых осадков и от ветрового режима, определяющего в основном перераспределение снега. Если в лесах Северного и Приполярного Урала рост водозапаса в снежном покрове в течение зимы соответствует нарастанию сумм твердых осадков, то в гольцовом поясе южных районов и на всем безлесном Полярном Урале мест, в которых наблюдалось бы такое соответствие, очень мало.

Образование устойчивого снежного покрова в предгорьях Северного Урала происходит во второй половине октября (рис. 35), в предгорьях Полярного Урала в конце сентября — начале октября. В горах устойчивый снежный покров устанавливается раньше, в соответствии с абсолютной высотой и шириной места. Наиболее возвышенные участки гор

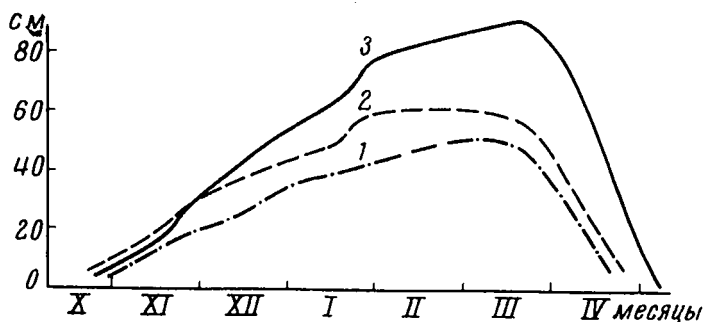


Рис. 35. Изменение толщины снежного покрова на Северном Урале с октября по апрель

1 — Верхотурье, 2 — Ивдель, 3 — Чердынь

Полярного Урала покрываются снегом в конце августа — начале сентября, а на Северном Урале примерно двумя неделями позже. В период предзимья на горных склонах отчетливо заметна снеговая граница, постепенно опускающаяся в долины рек. В этот период нередко происходит выпадение мокрого снега, который в дальнейшем замерзает, образуя плотный, почти не поддающийся дефляции покров. На крутых склонах хребтов гольцового пояса и на участках особенно интенсивной дефляции этот покров в течение всей зимы изредка перекрывается свежес выпавшим снегом (при штилевой погоде), но вскоре снег сдувается ветром и покров вновь обнажается. Некоторые же участки всю зиму остаются без снега.

С установлением отрицательных температур воздуха в режиме накопления снега большую роль играет ветер. В местах глубокой ветровой тени происходит увеличение толщины снежного покрова как во время выпадения осадков, так и в последующие периоды, если сила ветра достаточна для возникновения низовой метели или поземка. В то же время на открытых участках наблюдаются длительные периоды прекращения накопления снега, а нередко даже уменьшения водозапаса в снежном покрове. Это объясняется дефляцией поверхности снега, так как зимой испарение снега незначительно.

Большую роль в режиме накопления снега играет также последовательность погодных условий, определяемая синоптической ситуацией. Если после периода снегопадов следует период со слабыми ветрами, выпавший снег успевает фирнизироваться и между зернами фирна возникают достаточно прочные связи. Такой снег в дальнейшем слабо поддается дефляции, и значительная часть его остается на месте. Если же после периода снегопадов следует период с сильными ветрами, то большая часть снега, а иногда и весь выпавший снег уносится с открытых мест. Для Полярного и Приполярного Урала в разгар зимы такая погода является типичной. В начале и в конце зимы характерна первая ситуация.

Условия снегонакопления на ледниках и прилегающих плато различны, поэтому величина водозапаса в снежном покрове на них не одинакова и изменяется в течение зимы, достигая максимума обычно к середине июня (рис. 36). На Полярном Урале в отличие от большинства других районов горного оледенения СССР обычно отсутствуют четко выраженные осенний и весенний максимумы количества твердых осадков. Снегозапас в языковой части ледника ИГАН в течение

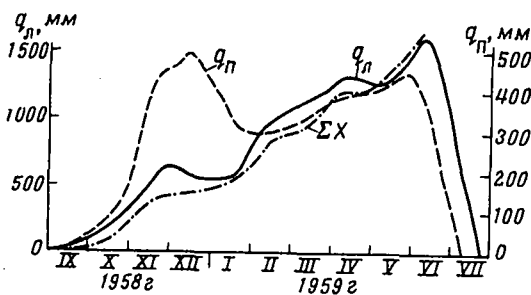


Рис. 36. Изменение водозапаса в снежном покрове на леднике ИГАН ($q_{л}$), на плато в районе ледника ($q_{п}$) и интегральная кривая количества твердых осадков (ΣX) по осадкомеру метеостанции Б. Хадата

зимы непрерывно возрастает. Лишь в отдельные периоды, когда количество осадков невелико, а ветры сильны, наблюдается прекращение снегонакопления, а иногда и некоторое уменьшение водозапаса в снежном покрове. В этом случае тем не менее имеется соответствие между режимом выпадения осадков и режимом накопления снега. К сожалению, мы не имеем систематических данных о режиме снегонакопления в фирновых бассейнах ледников, так как там не удавалось надолго сохранять постоянные снегомерные рейки из-за систематического схода лавин и большого накопления метелевого снега. Можно, однако, предположить, что перерывы в снегонакоплении в фирновых бассейнах приурочены

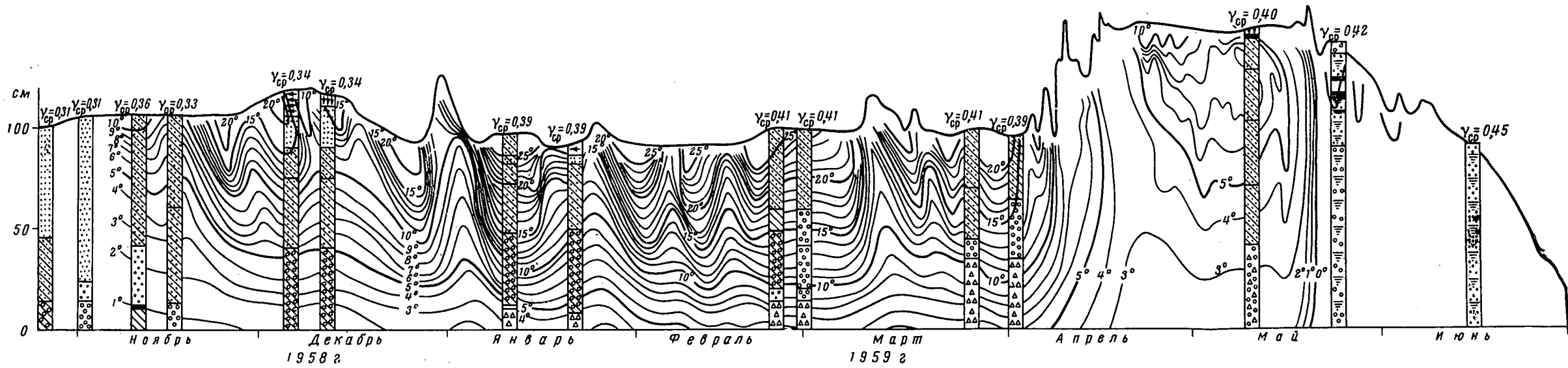


Рис. 38. Изменение температуры и стратиграфии снежной толщи в районе метеостанции Плато зимой 1958/59 г.
Условные обозначения те же, что на рис. 34

Оледенение Урала

лишь к очень редким в наших условиях безветренным периодам, причем и в это время возможны скачкообразные увеличения снегозапасов при сходе лавин.

Режим снегонакопления на открытых плато резко отличается от рассмотренных выше случаев. Основная часть снега в первой половине зимы оказывается в благоприятных условиях для отложения.

Во второй половине зимы накопление снега в основном прекращается в связи с усилением метелевой деятельности; нередко случаи значительного уменьшения водозапаса в снеге. Периоду уменьшения снегозапаса на плато соответствует обычно период интенсивного роста его на леднике (см. рис. 36), что является доказательством сдувания снега ветром с открытых мест и аккумуляции его в зонах относительного затишья.

Анализируя кривые Σx за различные годы наблюдений (рис. 37), можно прийти к выводу, что в изучаемом районе количество выпадающих твер-

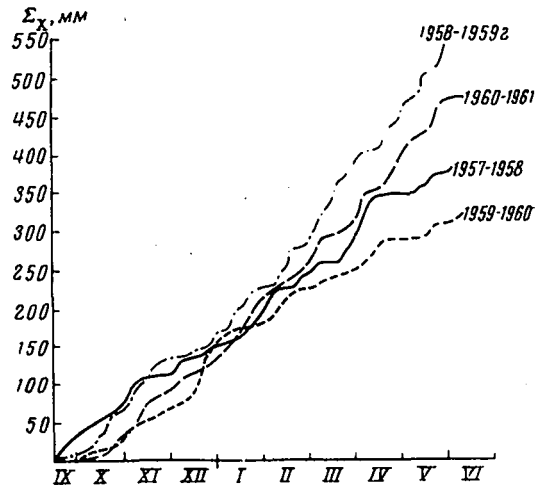


Рис. 37. Интегральные кривые количества твердых осадков по метеостанции Б. Хадата за разные годы

дых осадков относительно равномерно распределяется во времени.

Интенсивное таяние в предгорьях Северного Урала начинается в апреле, а в предгорьях Полярного Урала — в мае — начале июня. В районах с маломощным снежным покровом большая часть снега, а нередко и весь снег сходит до начала интенсивного таяния во время слабых оттепелей и вследствие испарения. В горах, в зависимости от высоты места, начало таяния смещается на более поздние сроки; интенсивное таяние, связанное, как правило, с вторжением в район теплых воздушных масс, охватывает сразу все высотные пояса.

Температурный режим и изменения стратиграфии снежной толщи

Систематические измерения температуры и изучение стратиграфии снежной толщи проводились на метеостанции Плато на ровной горизонтальной площадке со слабо развитым мохово-лишайниковым покровом.

В начале зимы на плато быстро накапливается значительная толща снега. В течение сентября и октября структура снега весьма однородна: большая часть толщи — мелкозернистый фирнизированный снег и лишь нижний слой 10—15 см — крупнозернистый, образовавшийся в результате присутствия воды в снеге в начале периода снегонакопления. Температуры на поверхности снега в начале зимы обычно около -10° , а у поверхности почвы близки к нулю. В почве происходит промерзание талого слоя. Период с ноября по март характеризуется чередованием интенсивных волн холода и тепла, обусловленных усилением циклонической деятельности Арктического фронта на Баренцовом море. Количество, характер и интенсивность этих волн отчетливо отражены на графике термомизоплет в снежном покрове (рис. 38). Периоды резкого потепления почти всегда совпадают со снегопадами, что объясняется синоптическими особенностями этих периодов.

В декабре большая часть толщи состоит уже из среднезернистого и крупнозернистого снега. В январе появляется горизонт глубинного инея, хорошо заметной становится ветвистая вертикальная текстура крупнозернистого и среднезернистого снега. Объемный вес снега увеличивается от 0,2 в начале зимы до 0,4 г/см³ в середине зимы и остается

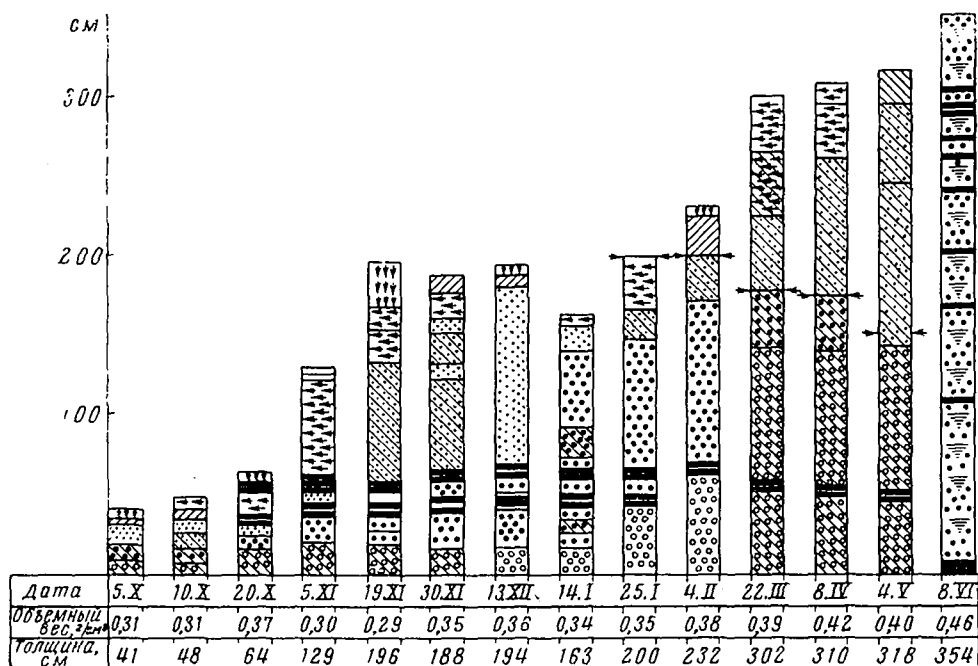


Рис. 39. Изменение стратиграфии снежной толщи на леднике ИГАН зимой 1958/59 г. Условные обозначения те же, что на рис. 34

неизменным всю вторую половину зимы. В апреле, как правило, происходит быстрое повышение температуры воздуха и снега. Во время оттепелей в верхней части снежной толщи образуются ледяные прослойки. В мае, после первого же значительного потепления, вся толща снега в течение нескольких суток пропитывается талой или талой и дождевой водой. При этом кристаллы глубинного инея теряют форму, округляются и превращаются в обычные фирновые зерна. Новые волны холода проникают неглубоко, так как основная часть потока холода идет на замораживание талой воды в снеге, количество которой в верхнем его слое составляет 10% и более. В процессе таяния снег во всей толще превращается в однородный инфильтрационный фирн.

Температурный режим и структура снежного покрова в пределах даже небольшого района существенно изменяются в зависимости от характера подстилающей поверхности и толщины покрова. На заболоченных участках долин под снежным покровом толщиной в 1 м всю зиму сохраняется температура около нуля. Горизонт глубинного инея, образовавшийся в начале зимы, достигает к весне нескольких десятков сантиметров. Наиболее холодной подстилающей поверхностью с наименьшим запасом воды осенью является лед в зонах абляции ледников, поэтому температура под снегом на ледниках ниже, чем на почве при той же толщине снежного покрова.

На рис. 39 показаны изменения структуры и объемного веса снега в языковой части ледника ИГАН зимой 1958/59 г. В начале зимы мало-

мощный снежный покров сильно дифференцирован на примерно равные по толщине структурные горизонты. После оттепели, имевшей место в октябре 1958 г., в снежной толще образовались ледяные прослойки в 40—50 см от поверхности льда. В дальнейшем, постепенно разрыхляясь, они превратились в фирновые корки, а в феврале 1959 г. стали почти неразличимы среди зерен крупнозернистого фирнизированного снега. В верхней части разреза происходит накопление преимущественно метелевого, реже свежевывавшего снега, который в дальнейшем довольно быстро превращается в мелкозернистый фирнизированный снег, из поверхностного слоя этого снега иногда формируется ветровая доска. Вследствие того, что толщина снега в этом месте большую часть зимы составляла около 2 м и, следовательно, градиенты температуры снега и влажности воздуха в снеге были значительны, процессы метаморфизации снежной толщи во второй половине зимы привели к появлению мощных горизонтов среднезернистого и крупнозернистого снега и некоторому их разрыхлению. В то же время новое наращивание снежной толщи до 3—3,5 м повысило давление на нижние разрыхленные слои и вызвало оседание и уплотнение снега за счет компактной укладки зерен фирнизированного снега нижних горизонтов.

Для выяснения величины просадки и уплотнения снега под действием тяжести вышележащих слоев был проделан опыт: участок ровной поверхности снега на стоковой площадке, где толщина снега незначительно колеблется от места к месту, был замаркирован пышкой органического красителя (метил-рот). При последующем отрывании шурфов маркированный слой удавалось обнаружить вплоть до начала интенсивного таяния. На рис. 39 положение маркированного горизонта обозначено стрелками. Опыт показывает, что при толщине снега более 2 м уплотнение снега под давлением играет весьма большую роль в формировании объемного веса снега. Это обстоятельство будет нами использовано в дальнейшем при построении зависимости водозапаса от толщины снега на ледниках.

В июне после начала таяния снег превращается в однородный инфильтрационный фирн. Появляется большое количество ледяных прослоек (до 10 см толщины) в виде плоских линз толщиной до 10 см. Местами на стенках разреза бывают хорошо заметны вертикальные «внутриснежные сосульки» — ледяные тела неправильной формы, вытянутые сверху вниз. Наличие подобных ледяных тел в снежной толще является доказательством того, что талая (и дождевая) вода в начале таяния фильтруется не сплошным фронтом, а отдельными каналами. Дойдя до уплотненного слоя снега, вода растекается по нему и, используя запас холода выше- и нижележащих слоев снега с отрицательными температурами, образует ледяную линзу. В нижней части разреза ледяные линзы встречаются более редко и, наконец, совсем исчезают, что объясняется малым запасом холода в снеге. На поверхности старого льда нарастает слой инфильтрационно-конжеляционного льда за счет запаса холода в теле ледника. Эти процессы, как и режим таяния снега, будут подробнее рассмотрены ниже.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕГОЗАПАСОВ

В горах количество выпадающих и отложенных твердых осадков распределяется весьма неравномерно. Неравномерность распределения возрастает с увеличением расчлененности рельефа и скорости ветра. Определение основных географических закономерностей распределения снегозапасов в условиях гор зависит в значительной степени от методики их измерения.

Наши исследования показали, что одной из основных причин ошибки измерения твердых осадков осадкомером является непараллельность приемной поверхности прибора и линий тока воздуха [307]. Ошибка возрастает с увеличением средневзвешенной по осадкам скорости ветра

$$u_{\text{ср}} = \frac{\sum_1^n u_i X_i}{\sum_1^n X_i}, \quad (\text{III.6})$$

где u_i — скорость ветра (средняя за период); X_i — осадки за этот же период.

Например, осадкомер был расположен на плато ИГАН на склоне крутизной 6° , ветер при снегопадах почти всегда был направлен вниз по склону и величина $u_{\text{ср}}$ составила за зиму 1958/59 г. 10 м/сек. Сумма твердых осадков по осадкомеру за зиму была 1200 мм, а средний водозапас в снежном покрове в районе осадкомера (с учетом участков надува и сдува снега) составил лишь 520 мм.

Полученные как теоретически, так и экспериментально величины погрешностей измерения твердых осадков осадкомером при ветре заставляют с большой осторожностью относиться к величинам, измеренным этим методом. Если осадкомер расположен даже на пологом склоне или вблизи от склона, то его данные, вероятно, не могут хотя бы примерно охарактеризовать снежность района. Водозапас в снежном покрове, определенный по постоянным снегомерным рейкам, которые расположены на небольшом участке, в условиях Полярного Урала зависит от количества осадков и скорости ветра. Этот метод дает хорошие результаты, если ставится задача изучения режима и максимальной величины снегонакопления на сравнительно небольшом участке. Дать же характеристику распределения снегозапасов по всей изучаемой территории, используя этот метод, не представляется возможным.

Основным методом для такой характеристики был избран метод маршрутных снегомерных съемок, во время которых измерялась толщина снега (через 50 м) и его объемный вес (через 2 км). Измерения снежного покрова Полярно-Уральской экспедицией Института географии АН СССР были проведены в начале мая 1960 и 1961 гг. по широтному профилю через Полярный Урал (р. Бодья-Шор — оз. Кузь-Ты — сзера М. и Б. Хадата-Юган-Лор — р. Б. Хадата). Измерения велись по дну долин, на склонах и окружающих долины плато. В бассейне верхнего течения р. Б. Хадата подробные измерения проводились также на ряде ледников, в безледниковых карах, на плоских плато, расположенных на разных высотах. В 1957 г. снегосъемка была проведена в районе метеостанции Рай-Из (бассейн р. Сось). В конце апреля 1958 г. была проведена снегомерная съемка по маршруту от метеостанции Б. Хадата на юг через бассейны рек Харбей и Сось до пос. Лабитнанги. В 1960 г. измерения снега проводились также в бассейне р. М. Щучья (ледник МГУ и его окрестности).

Для оценки пригодности данных о величинах водозапаса в снежном покрове, полученных разными методами в верхней части бассейна р. Б. Хадата, было произведено сравнение их с величинами талого стока Y_t (табл. 21).

Из таблицы видно, что данные по твердым осадкам, полученные осадкомером Третьякова и по постоянным рейкам на метеостанции Б. Хадата, значительно ниже величин талого стока с бассейна, так как метеостанция расположена в пониженной малоснежной восточной части

Водозапас в снежном покрове в бассейне р. Б. Хадата к началу таяния, мм

Год	Твердые осадки по осадкомеру X , мм	Сток талых вод Y_T , мм	$\frac{Y_T}{X}$	Постоянные рейки q_d , мм	$\frac{Y_T}{q_d}$	Водозапас в долине ледника Обручева q_c , мм	$\frac{Y_T}{q_c}$	Средняя за зиму скорость ветра, м/сек
1958	372	640	1,72	200	3,20	830	1,02	6,0
1959	541	1100	2,03	290	3,80	—	—	8,2
1960	310	740	2,38	145	5,10	660	1,12	8,9
1961	471	970	2,06	330	2,94	1020	0,95	7,3
1962	736	1200	1,63	370	3,24	1100	1,09	7,6
Среднее	486	930	1,89	287	3,66	—	—	7,6

бассейна. Переходные коэффициенты от осадков к стоку Y_T/X («кажущиеся коэффициенты стока») имеют довольно устойчивую величину. Максимальное отклонение от среднего в наиболее ветреную зиму 1959/60 г. составило +26%. Аналогичные переходные коэффициенты Y_T/q колеблются значительно сильнее. Максимальное отклонение, наблюдавшееся также зимой 1959/60 г., составило +40%. Величина снегозапасов в долине ледника Обручева отличается от величины талого стока Y_T не более чем на 10%, т. е. находится в пределах точности вычисления величины Y_T .

При пересечении Полярного Урала с запада на восток весной наблюдается различие в характере ландшафта снежного покрова. Если в западной части хребта снегом покрыто почти все видимое пространство за исключением небольших участков наиболее крутых склонов, то в восточной части снежный покров распространен в виде пятен (западины, острова леса и кустарника) и полос (ущелья, борозды на склонах). Это объясняется незначительной толщиной (20—30 см) и малым объемным весом (0,2 г/см³) снежного покрова весной в восточной части хребта. В течение апреля — первой половины мая этот снег испаряется и тает. Талая вода на почве замерзает и образует в микрозападинах линзы льда, не дающие стока.

В связи с тем, что наши снегомерные работы проводились в начале мая, для определения водозаписа восточной, малоснежной части хребта потребовалось введение поправок. Испарение снега рассчитывалось по эмпирической формуле, приведенной в работе [175], а стаивание — по количеству льда, образовавшегося на почве. Так, весной 1960 г. эта суммарная поправка составляла около 50 мм в слое воды. В западной, сильно заснеженной части хребта во время ранних оттепелей талая вода замерзает в толще снега, образуя ледяные прослойки; количество воды учитывалось механически при измерениях объемного веса снега; вводилась поправка на величину испарения снега, которая составляла несколько процентов от величины водозаписа в снежном покрове.

В табл. 22 приведены данные о снежном покрове по широтному профилю через Полярный Урал, полученные в результате снегомерной съемки в конце апреля — начале мая 1960 и 1961 гг. Результаты осреднены по крупным участкам, что в основном устраняет влияние микроклимата на изменения снегозапасов. Приведенные в таблице данные характеризуют максимальное снегонакопление за малоснежную зиму 1959/60 г. и за среднюю по снежности зиму 1960/61 г. Они отражают основную географическую закономерность распределения снегозапасов в изучаемом районе: наибольшее количество снега накапливается в западной части хребта шириной около 30 км, далее на восток происходит резкое уменьшение снегозапасов. В зоне высокого снегонакопления наблюдается также увеличение объемного веса снега.

Толщина, объемный вес и водозапас снежного покрова по профилю через северную часть Полярного Урала в период максимального снегонакопления

Показатели	Участок					
	1	2	3	4	5	6
Длина участка, км	10	11	8	11	18	14
1960 г.						
Средняя толщина снега, см	164	162	81	56	36	16
Средний объемный вес снега, г/см ³	0,31	0,38	0,38	0,35	0,28	0,32
Водозапас в снежном покрове, мм слоя воды	508	616	308	196	101	51
1961 г.						
Средняя толщина снега, см	154	176	124	154	36	47
Средний объемный вес снега, г/см ³	0,38	0,41	0,38	0,37	0,31	0,20
Водозапас в снежном покрове, мм слоя воды	585	722	472	589	267	94

Сравнение результатов измерений в 1960 и 1961 гг. показало, что распределение величин максимального водозаписа в снежном покрове по профилю весьма устойчиво. Некоторые различия в распределении снегозапасов обусловлены метелевым перераспределением снега, влияние которого особенно сказывается на снегонакоплении на льду озер, лежащих в широтных долинах, где большую часть зимы дует сильный ветер с запада на восток.

В залесенной части Северного и Приполярного Урала водозапас в снежном покрове зависит от абсолютной высоты места [144, 149]. В гольцовом поясе Приполярного и Полярного Урала выявление такой зависимости осложнено сильным развитием процессов перераспределения снега ветром, которые будут подробно рассмотрены ниже. Сдувание снега с высоко расположенных горных плато, имеющих небольшую площадь, а также падение лавин с крутых склонов хребтов значительно увеличивает снегозапасы на более низких уровнях. Некоторые представления о величине вертикального градиента снегонакопления на Полярном Урале может дать сравнение величин максимального водозаписа в снежном покрове плато ИГАН (750 м над ур. моря) и западного участка долины р. Б. Хадата (200 м над ур. моря), расположенного на той же долготе. Это в какой-то степени исключает влияние широтной зональности на закономерности изменения снегонакопления. Так как площади сравниваемых участков значительны (4—5 км²), то величину прихода-расхода метелевого снега на них можно считать равной нулю.

Вертикальный градиент максимального водозаписа в снежном покрове для этих участков в разные годы колеблется в пределах от 25—40 мм на 100 м высоты. Примерно такой же градиент при аналогичных условиях измерений сохраняется и в восточной, малоснежной части хребта, где площади, занимаемые горными плато, значительны. В зоне развития альпийского рельефа (западная треть расширенной части хребта) распределение снегозапасов зависит фактически не от высоты места, а от особенностей расчленения рельефа и условий выпадения и отложения снега. Так, в долине ледника Обручева водозапас в снежном покрове равен среднему водозапасу в бассейне р. Б. Хадата (см. табл. 21). При этом средняя абсолютная отметка долины ледника Обручева 250 м, а всего бассейна р. Б. Хадата — 580 м.

Зависимость снегонакопления от средней абсолютной высоты бассейна со значительной площадью, по-видимому, имеет место. Аналогичная зависимость в среднем годовом стоке была выявлена А. О. Кеммерихом для бассейнов западного и восточного склонов Урала в отдельности [149]. Однако необходимо иметь в виду, что наличие закономерности изменения снегонакопления с запада на восток, выраженной в резком увеличении снегонакопления в западной части хребта, обусловли-

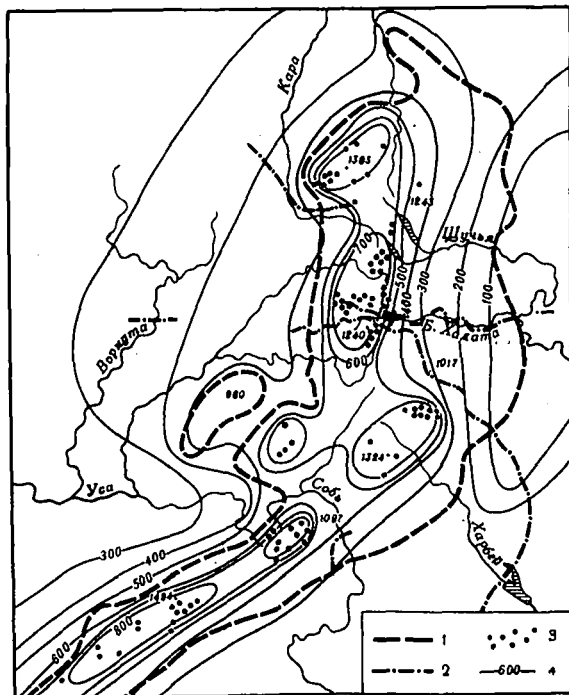


Рис. 40. Схематическая карта распределения среднегогодовых величин водозапаса в снежном покрове Полярного Урала в период максимального снегонакопления (в мм слоя воды)
1 — граница гор, 2 — маршруты снегомерных съемок, 3 — ледники, 4 — изолинии водозапаса в снежном покрове

вает зависимость стока от средней высоты бассейна. Это объясняется тем, что гидрометрические створы большей частью расположены таким образом, что уменьшение средних высот бассейнов соответствует относительному увеличению площадей, входящих в эту зону. По данным Е. П. Щербаковой [339], изменение количества снега в условиях Главного Кавказского хребта зависит «фактически от расстояния от перевала».

На рис. 40 представлена схематическая карта распределения среднегогодового водозапаса в снежном покрове Полярного Урала в период максимального снегонакопления. Материалом для построения карты явились данные маршрутных снегомерных съемок, приведенные к среднему по снежности году, данные аэрофотосъемок о заснеженности района во второй половине лета, а также результаты наблюдений за стаиванием снежного покрова. С вершины Хар-Наурды-Кеу (1240 м над ур. моря), господствующей над значительной площадью, ежегодно проводилась визуальная оценка относительных величин площадей, освободившихся в данный момент от снега в доступных наблюдению районах.

Моментам наблюдений $\tau_1, \tau_2, \tau_3, \dots, \tau_{\max-1}$ соответствуют относительные размеры свободных от снега площадей бассейна $f_1, f_2, f_3, \dots, f_{\max-1}$ и величины снеготаяния, полученные по измерениям на разных высотах в верхней части бассейна р. Б. Хадата, $X_1, X_2, X_3, \dots, X_{\max-1}$. Величина $X_{\max-1}$ соответствует величине снеготаяния к моменту его окончания, величина $f_{\max-1}$ — площади, свободной от снега к этому моменту. Наименьшее количество снега в бассейне X_{\min} , наибольшее количество снега X_{\max} обычно скапливается в фирновых бассейнах ледников. Если предположить, что кривая обеспеченности величин снегозапасов (в этом случае по оси абсцисс отложены относительные величины площадей от 1 до 0, а по оси ординат — величины снегозапасов от 0 до X) достаточно плавная и на участках f_1, f_2, \dots, f_n может быть заменена отрезками прямой, то величина среднего снегонакопления в бассейне может быть определена по формуле

$$X_{\text{ср}} = \frac{X_{\min} + X_1}{2} f_1 + \frac{X_1 + X_2}{2} (f_2 - f_1) + \dots \\ \dots + \frac{X_{\max-1} + X_{\max}}{2} (1 - f_{\max-1}). \quad (111.7)$$

Проверка формулы на примере бассейна р. Б. Хадата дала удовлетворительные результаты.

При анализе материалов снегомерных съемок и наблюдений заходом снежного покрова было обнаружено, что ледники Полярного Урала почти не выходят за пределы, ограниченные изолинией 600 м, а наибольшее число ледников (очаги оледенения) находится в зоне со средним снегонакоплением 800 м и более. Используя это обстоятельство, мы считаем возможным распространить полученные нами закономерности распределения снегозапасов на Полярном Урале для более южных районов Урала, учитывая при этом данные маршрутных снегомерных съемок.

Температурные условия периода снеготаяния в пределах гольцового пояса Полярного и Приполярного Урала, несмотря на более южное положение последнего примерно одинаковы, так как средние абсолютные высоты на Приполярном Урале на 300—400 м больше, чем на Полярном. Действительно, увеличение средней высоты гор на 300—400 м соответствует понижению температуры воздуха на 2—2,5°: примерно на столько же градусов повышаются температуры летних месяцев на прилегающих низменностях (см. гл. II).

На карте (см. рис. 40) отражены особенности распределения снегозапасов на Полярном Урале, зависящие от характера рельефа, конфигурации хребта, преобладающей циркуляции воздушных масс в зимний период. Зона большого снегонакопления (более 600 мм в слое воды), шириной в несколько десятков километров, начинается у западного подножья хребта. В районах развития сильно расчлененного альпийского рельефа эта зона суживается (альпийский рельеф не везде связан с увеличением абсолютных высот гор). В районах с относительно выположенным и пониженным рельефом, как, например, в междуречье Б. Усы и Соби, зона большого снегонакопления имеет значительно большую ширину. В расширенной, северной части Полярного Урала восточная половина горной области малоснежная. На ее подветренной стороне образуется отчетливо выраженная полоса «снеговой тени», водозапас в снежном покрове которой не превышает 100 мм. К востоку от узкой части хребта в районе Полярного круга ярко выраженная снеговая тень отсутствует, но она, по-видимому, существует на прилегающей к Уралу

части Западно-Сибирской низменности, усиливаясь за расширенными, повышенными и сильно расчлененными участками хребта. Это предположение для Южного Урала частично подтвердилось исследованиями А. Х. Хргиана [313].

Однако отсутствие фактических данных не дало возможности отразить указанную закономерность на карте снегозапаса всей исследуемой территории (рис. 41), поэтому она более схематична, чем карта снегозапаса северной части Полярного Урала. Тем не менее составленная нами

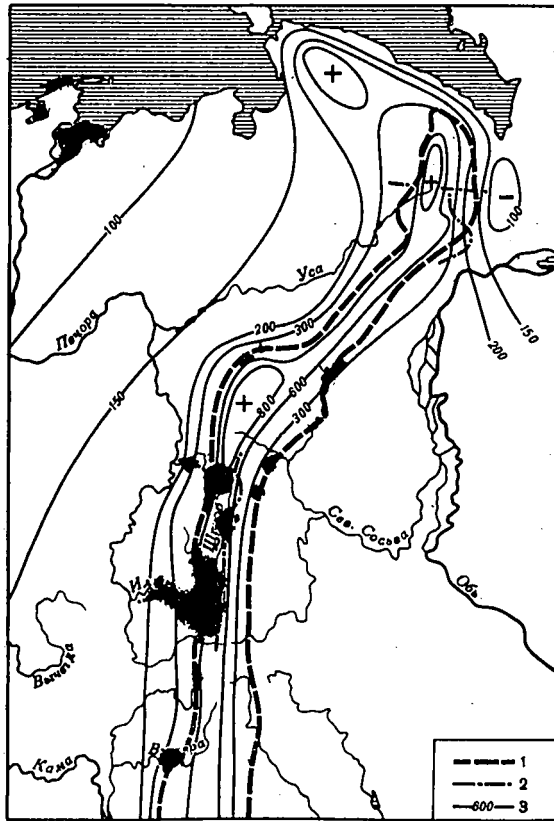


Рис. 41. Схематическая карта распределения среднегодового водозапаса в снежном покрове Северного, Приполярного и Полярного Урала в период максимального снегонакопления (в мм слоя воды)

1 — граница гор, 2 — маршруты снегосъемок, 3 — изолинии водозапаса в снежном покрове

карта снегозапаса горной области Северного, Приполярного и Полярного Урала существенно отличается от карт, изданных Центральным институтом прогнозов [141]. На нашей карте зона повышенных снегозапасов (>600 мм) охватывает значительную часть гор; в наиболее возвышенных районах Приполярного и Полярного Урала снегозапас достигает 800 мм и более, тогда как на карте Центрального института прогнозов лишь небольшая площадь в районе метеостанции Верхний Щугор ограничена изолинией 300 мм. Приуроченность ледников Урала, к зоне повышенного снегонакопления свидетельствует о том, что современное оледенение Урала является продуктом и индикатором этой зоны. Развитие же нивально-гляциальных форм рельефа в западной части

хребта дает основание предполагать, что аналогичная картина распределения снеготазпасов существовала на протяжении большого геологического периода времени.

4. ПРОЦЕССЫ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ СНЕГА И СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Существование в западной части гор Урала зоны высокого снеготазкопления не может обусловить развитие современного оледенения в этом районе. Даже в очагах наибольшей снежности величина среднего снеготазкопления на площадях порядка 100 км² составляет лишь около 1000 мм. В то же время метеорологические условия таяния таковы, что годовая величина стаивания льда и снега на ледниках составляет в основном от 1500 до 3000 мм. Возможность существования ледников в исследуемом районе обеспечивается сильным развитием процессов перераспределения и концентрации снега, приводящих к тому, что на ледниках и снежниках-перелетках величина снеготазкопления в 2—3 раза превышает «фоновую» величину. Роль процессов концентрации снега, по видимому, весьма существенна в питании большинства горных ледников земного шара. По данным В. С. Преображенского [240], их роль в питании ледников велика даже в таком районе с континентальным климатом, как в Забайкалье.

Изучение процессов концентрации снега представляется нам весьма важным как для анализа и прогноза существования ледников, так и для решения многих других задач теоретического и практического значения, связанных с необходимостью учета распределения снежного покрова по элементам макро- и мезорельефа. Одной из таких задач является выбор репрезентативных мест расположения осадкомеров, постоянных реек, снегопунктов, снегомерных маршрутов. Места эти выбираются обычно в значительной степени наугад, и лишь со временем выясняется их репрезентативность для характеристики снеготазпасов в районе. Такого положения можно было бы избежать путем создания методов количественного учета влияния процессов перераспределения и концентрации снега на величины снеготазпасов при данном характере рельефа. Некоторые работы по подробному изучению распределения снежного покрова проводились в ряде опытных бассейнов в горах Кавказа, Тянь-Шаня, Западного Саяна, Алтая [57, 159, 301, 315]. Здесь мы используем результаты наблюдений, проведенных в верхней части бассейна р. Б. Хадата. Рельеф бассейна сильно расчленен. Поэтому, анализируя распределение снеготазпасов по элементам рельефа, мы не учитывали полностью закономерность изменения величины снеготазкопления, которая полностью затумашевана действием других факторов.

Рассмотрим следующие процессы, обуславливающие неравномерность снеготазкопления в пространстве: 1) локальное увеличение количества твердых осадков; 2) ветровое перераспределение снега и снежного покрова; а) процесс перераспределения твердых осадков в поле криволинейных линий тока воздуха и б) метелевый процесс, под которым нами понимается дефляция поверхности снежного покрова, т. е. перенос и отложение снега; 3) освобождение от снежного покрова склонов под действием силы тяжести; 4) освобождение от снежного покрова русел водотоков под действием гидростатического напора воды.

До настоящего времени эти процессы рассматривались каждый в отдельности или в некоторых сочетаниях. В природе все они теснейшим образом взаимосвязаны и взаимообусловлены. В разных местах и в разное время решающую роль может играть каждый из этих процессов, поэтому вполне оправдано их дифференцированное изучение. Совместное действие всех процессов приводит к важному интегральному

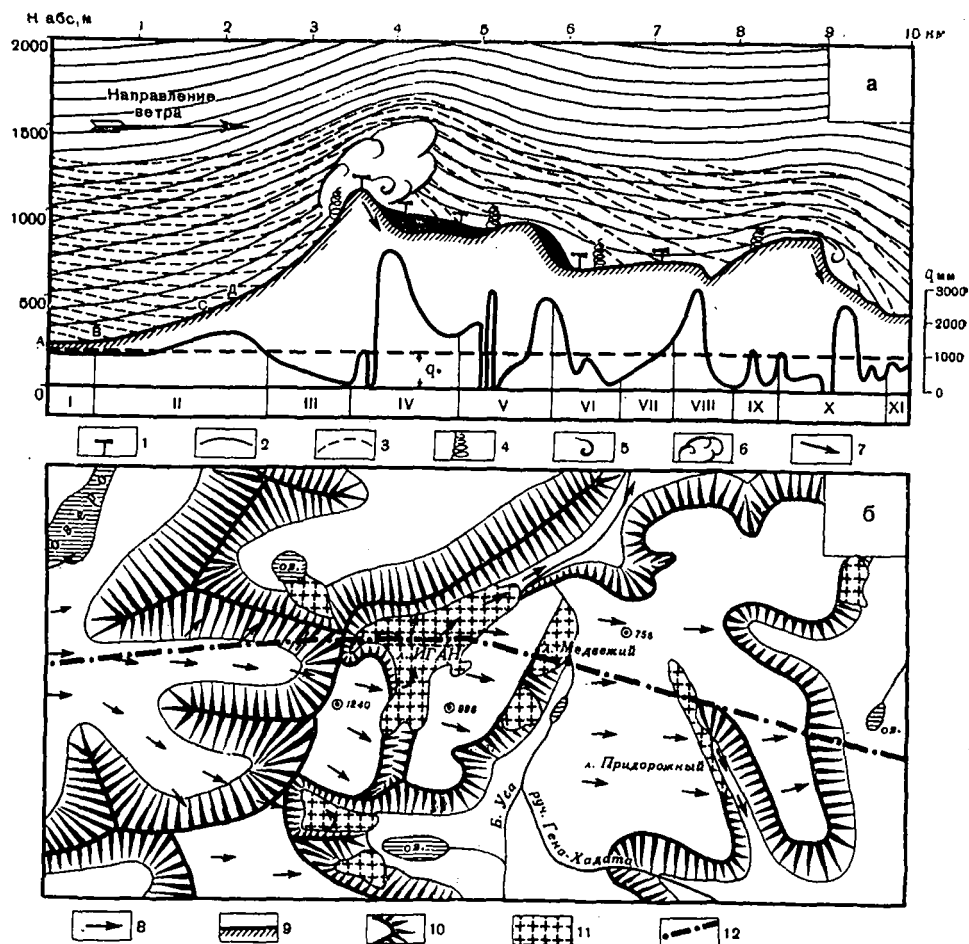


Рис. 42. Воздушные потоки и величины снегонакопления в районе массива Хар-Наурды-Кей

а — вертикальное сечение, б — план

1 — точки стационарных метеонаблюдений, 2 — линии тока воздуха, 3 — траектории снежинок, 4 — районы формирования вихрей с вертикальной осью, 5 — районы формирования вихрей с горизонтальной осью, 6 — зона формирования облачного флага, 7 — места систематического схода снежных лавин, 8 — направление ветра в приземном слое воздуха, 9 — вершины хребтов и бровки плато, 10 — поверхности плато и крутые склоны, 11 — ледники, 12 — линия профиля через массив. Римские цифры обозначают номера участков

эффекту — неравномерному и сложному распределению снежного покрова в горах.

Иллюстрацией этого положения является распределение геличия водозапаса в снежном покрове по широтному профилю через горный массив Хар-Наурды-Кей (рис. 42) в период максимального снегонакопления q (в мм) в средний по снежности год (1961 г.). Средняя величина водозапаса в снежном покрове (q) по данному профилю оказалась равной 1020 мм, величина талого стока с опытного бассейна р. Б. Хадата за 1961 г. составляла 970 мм, т. е. средний снегозапас по профилю (так же как и в долине ручья, вытекающего из ледника Обручева) хорошо согласуется с величиной снегонакопления во всем бассейне. Профиль пересекает массив с запада на восток по направлению господствующих зимой ветров. Он начинается в долине оз. М. Хадата-Юган-Лор, где снежный покров залегает слоем относительно одинаковой толщины, а величина

снегонакопления соответствует примерно средней величине снегонакопления на площади верхней части бассейна р. Б. Хадата. Далее профиль проходит через вершину Хар-Наурды-Кеу, карово-долинный ледник ИГАН, плато Медведь, присклоновый ледник Медвежий, обширное ровное плато ИГАН, узкий присклоново-лощинный ледник Придорожный, восточную часть массива, после чего вновь спускается в долину притока р. Б. Хадата.

Наибольшее снегонакопление наблюдается в фирновом бассейне ледника ИГАН (более 3000 мм), а также на ледниках Медвежем и Придорожном (от 2000 до 3000 мм) и на снежнике-перелетке у восточного основания массива Хар-Наурды-Кеу. На некоторых участках профиля, где снег сдувается ветром или скопления его обрушиваются с крутых склонов, снежный покров даже в период максимального снегонакопления отсутствует.

На профиле имеется ряд точек, в которых проводились стационарные или полустационарные метеорологические наблюдения. Кроме того, в пределах ледника ИГАН и его окрестностей неоднократно проводились площадные съемки поля скоростей и направлений ветра в приземном слое воздуха, а также наблюдения за движением облаков, дыма и семян пушцы (их гидравлическая скорость не превышает 10 см/сек). Эти наблюдения дают достаточно ясную картину динамики воздушных масс, перегакающих через горный массив.

Основные метелемерные измерения проводились в районе метеостанции Б. Хадата и несколько измерений на плато ИГАН. Зимой систематически проводились также визуальные наблюдения метелей и лавинной деятельности. На описанном профиле и в ближайших его окрестностях (см. рис. 42) с достаточной полнотой представлены все вышеперечисленные процессы перераспределения и концентрации снега и снежного покрова.

Локальное увеличение количества твердых осадков. Этот процесс обусловлен образованием сильных восходящих токов воздуха у наветренных склонов хребтов и горных массивов. В районе их вершин формируются очаги повышенной интенсивности выделения осадков. Если сплошная облачность нижнего яруса над районом отсутствует, то такие очаги отмечаются облачными флагами, дающими нередко интенсивные осадки. В летний период скорости ветра обычно невелики, а гидравлическая скорость дождевых капель, особенно при ливнях, во много раз больше гидравлической скорости снежинок. В этих условиях осадки выпадают в непосредственной близости от места их формирования, и локальное увеличение количества осадков хорошо заметно. Так, осадкомер, установленный в фирновом бассейне ледника ИГАН, давал в среднем в 1,25 раза больше осадков, чем в языковой части ледника, и в 1,5 раза больше, чем на плато ИГАН.

В зимний период осадки почти всегда выпадают при сильном ветре, гидравлическая скорость элементов осадков невелика. При этом осадки, образующиеся на различной высоте и имеющие разные гидравлические скорости, выпадают далеко от места образования, на расстояниях тем больших, чем больше скорость ветра и чем меньше их гидравлическая скорость. Так, например, на метеостанции Б. Хадата отмечались случаи сильного ливневого снега при отсутствии облачности, но при западном ветре, дующем со скоростью 10—15 м/сек. Образование снега в этом случае произошло на высоте 1—1,5 км у передовых западных хребтов Урала, на расстоянии 12—15 км от станции. Таким образом, в зимнее время с подветренной стороны горного хребта или массива образуется растянутый на много километров шлейф повышенной снежности. В горной системе шлейфы от отдельных хребтов и массивов сливаются один с другим.

В редких случаях, когда выпадение снега происходит при слабом ветре, локальное увеличение количества твердых осадков можно непосредственно наблюдать по неравномерному увеличению толщины снежного покрова в пределах небольшой площади. В этих случаях в фирновом бассейне, в языковой части ледника ИГАН и на плато ИГАН сохраняется соотношение количеств твердых осадков такое же, как и указанное выше для жидких осадков; если же осадки дает только облачный флаг, то выпадение снега наблюдается лишь в пределах самого ледника.

Перераспределение выпадающих осадков в поле криволинейных линий тока воздуха. Рассматривая вектор потока выпадающих осадков, попытаемся построить соответствующее векторное поле, исходя из ряда теоретических и экспериментальных (полевых и лабораторных) данных. Допустим, что:

а) осадки выделяются из облачного слоя равномерно во времени и в пространстве;

б) поток воздуха и осадков подчиняется уравнению неразрывности движения;

в) выше уровня, на котором фиксируются выпадающие осадки, атмосферная турбулентность локально изотропна. При последнем условии выполняется уравнение

$$\bar{W} = k\bar{u} + \bar{\omega}_0, \quad (\text{III.8})$$

где \bar{W} — вектор скорости выпадающей снежинки; остальные обозначения прежние. Как уже указывалось, по нашим наблюдениям, «коэффициент замедления» k на высоте более 2 м близок к единице, а средняя гидравлическая скорость снежинок ω_0 для наших условий составляет около 1 м/сек.

При построении поля траекторий выпадающих снежинок из уравнения наибольшие трудности возникают в связи с построением поля ветра в условиях реального горного рельефа. На рис. 42, а линии тока воздуха в нижнем слое построены на основании полевых наблюдений одновременно в ряде точек профиля. Приведен случай западного потока воздуха, скорость которого перед массивом составляет 10 м/сек. Этот случай наиболее типичен для периодов выпадения зимних осадков. Величина вектора скорости ветра u над массивом в соответствии с условием неразрывности движения изменяется обратно пропорционально расстояниям между линиями тока воздуха. При построении поля токов в верхних слоях воздуха мы использовали теоретические выводы А. А. Дородницына [110], считая, что на высоте 200—300 м линии тока воздуха плавно огибают контур рельефа. При «полевой» скорости ветра 10 м/сек в нормальном случае высота обращения линий тока составит 1,5 км [110].

Используя составленный таким образом план линий тока воздуха (сплошные линии на рис. 42 а) и уравнение (III, 8), нетрудно построить поле траекторий снежинок или трубок тока осадков (пунктирные линии из рис. 42, а). Количество осадков, проходящее за некоторое время в одной трубке тока осадков, обозначим через X_0 . За единицу площади примем площадь сечения трубки тока осадков, расположенной в поле горизонтальных линий тока воздуха, горизонтальной плоскостью. Например, на рис. 42, а $AB=1$. Очевидно, что количество осадков составит

$$X_{AB} = \frac{X_0}{AB} = X_0;$$

$$X_{CD} = \frac{X_0}{CD \cos \alpha},$$

где α — угол наклона склона.

Соответствующие расчеты проведены нами для участков, отмеченных на рис. 42, *a* римскими цифрами, и сопоставлены с величинами снегонакопления q (в мм), полученными в результате весенних снегомерных съемок.

Анализ приведенных в табл. 23 данных показывает, что один только процесс перераспределения выпадающих твердых осадков в криволинейных линиях тока воздуха создает большую неравномерность в рас-

Таблица 23

Относительные расчетные величины выпадающих твердых осадков и водозапаса в снежном покрове по данным снегомерных съемок

	Участок										
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
X/X_0	1,0	1,75	1,25	1,40	0,50	0,65	0,85	0,75	0,90	0,60	1,0
q/q_0	0,90	1,20	0,25	2,10	1,05	0,55	0,95	1,30	0,30	0,70	0,80

пределении осадков. Действие метелевого и лавинного процессов создает еще бóльшую неравномерность, изменяет соотношения количеств выпадающих и отложенных твердых осадков на разных участках профиля. Во всем горном массиве только на участке VII наблюдаются пример-

но одинаковые количества выпадающего и отложенного снега, близкие по величине к X_0 . Поэтому именно этот участок является наиболее удобным для постановки стационарных осадкомерных и снегомерных наблюдений.

Распределение водозапаса в снежном покрове, близкое к расчетному количеству осадков, было получено при следующих условиях: в результате резкого похолодания, происшедшего 8 и 9 июля 1963 г., выпало значительное количество влажного снега. Средневзвешенная по осадкам скорость ветра в этот период составила 12 м/сек. После окончания снегопада в пределах ледника ИГАН (по профилю, представленному на рис. 42) было проведено измерение водозапаса в толще свежеснеговывающего снега. Относительные результаты этих измерений, сопоставленные с расчетным количеством осадков, приведены на рис. 43. Можно видеть хорошее соответствие указанных двух кривых и резкое отличие от них кривой распределения водозапаса в снежном покрове на леднике, полученной в результате весенней снегомерки. На этой кривой образуется высокий пик повышенной снежности в фирновом бассейне, обусловленный скоплением лавинного и метелевого снега. В местах, где воздушный поток проходит над крутыми подветренными склонами, образуются весьма устойчивые вихри с вертикальными осями (см. рис. 42). Попадая в такой вихрь, падающие снежинки достигают поверхности земли быстрее, чем это предусмотрено расчетами. Таким образом, стационарные вихри с вертикальными осями также способствуют в некоторой степени концентрации выпадающего, а особенно метелевого снега. Основная масса его движется в приземном слое воздуха, который главным образом и вовлекается в вихрь. Некоторое несовпадение расчетной кривой

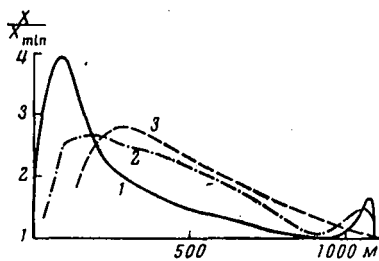


Рис. 43. Распределение относительных величин водозапаса в снежном покрове на леднике ИГАН

1 — водозапас во всей толще снега, накопленной за зиму 1962/63 г. (в период максимального снегонакопления), 2 — водозапас в толще свежеснеговывающего влажного снега, образовавшегося за 8 и 9 июля 1963 г., 3 — теоретическое распределение выпадающих при ветре твердых осадков

лучше соответствия указанных двух кривых и резкое отличие от них кривой распределения водозапаса в снежном покрове на леднике, полученной в результате весенней снегомерки. На этой кривой образуется высокий пик повышенной снежности в фирновом бассейне, обусловленный скоплением лавинного и метелевого снега. В местах, где воздушный поток проходит над крутыми подветренными склонами, образуются весьма устойчивые вихри с вертикальными осями (см. рис. 42). Попадая в такой вихрь, падающие снежинки достигают поверхности земли быстрее, чем это предусмотрено расчетами. Таким образом, стационарные вихри с вертикальными осями также способствуют в некоторой степени концентрации выпадающего, а особенно метелевого снега. Основная масса его движется в приземном слое воздуха, который главным образом и вовлекается в вихрь. Некоторое несовпадение расчетной кривой

распределения осадков и кривой распределения водозапаса в слое свежеснежавшего влажного снега объясняется, по-видимому, именно воздействием вихря с вертикальной осью над фирновым бассейном ледника ИГАН на выпадающие осадки.

Неравномерность распределения по территории выпадающих осадков зависит в значительной степени от кривизны линий тока воздуха, перетекающего через горный хребет. Чем круче склоны, тем больше различия в количестве осадков, выпадающих в зонах концентрации (участки II, IV) и на участках «тени осадков» (участки V, VI, X, табл. 23). С выполаживанием рельефа неравномерность распределения выпадающих осадков убывает.

До сих пор мы рассматривали криволинейность линий тока воздуха и траекторий снежинок в вертикальной плоскости. Большую роль в распределении количеств выпадающих осадков играет также расположение линий тока воздуха и осадков в плане. Воздушная масса, вторгаясь в пределы горной страны, в нижнем слое разбивается на струи, движущиеся по горным долинам, даже если направление последних отличается от направления движения воздуха на равнине на несколько десятков градусов. Выпадающая снежинка, двигаясь из более высоких слоев воздуха в более низкие, попадает в такую струю и далее следует ее направлению. Если долина полого поднимается и в то же время суживается, то очевидно, что поток осадков через единичную площадку ее поперечного сечения возрастает. При переваливании через водораздел такая «снеговетровая река» создает участок повышенного выпадения осадков.

На рис. 42, б видно, что господствующие в нашем районе западные снеговетровые потоки подводятся к массиву Хар-Наурды-Кеу двумя открытыми на запад и юго-запад долинами, суживающимися к востоку. Следствием этого обстоятельства в значительной мере является наличие здесь ряда ледников, в том числе самого крупного на Урале ледника ИГАН. В то же время кары, расположенные южнее, в стороне от воздействия направленных снеговетровых потоков, в настоящее время лишены ледников, хотя морфологически они ничем не уступают карам ледников ИГАН или Баклунда (см. рис. 6). Таким образом, горные долины являются проводниками-распределителями снеговетровых потоков и, следовательно, играют большую роль в распределении снежного покрова и ледников в горах. Однако вопрос этот изучен недостаточно.

Метелевый процесс. Снег, состоящий из частиц, хотя бы раз коснувшихся поверхности земли, будем называть переносимым метелевым снегом. Снежинка, вошедшая сверху в сильно турбулентизированный пограничный слой воздуха, не так быстро достигает поверхности, как это предусмотрено предыдущими расчетами. Достигнув поверхности, она, по-первых, разбивается на частицы, имеющие меньшие гидравлические скорости, во-вторых, выбивает из снежного покрова уже лежащие частицы снега [115]. Дефляция поверхности снега происходит также благодаря воздействию на него турбулентных воздушных вихрей. Таким образом, в приземном слое воздуха формируется весьма тонкий (по сравнению со всей толщей снеговетрового потока), но очень насыщенный слой метелевого переноса снега.

Измерение интенсивности его проводилось нами в долине р. Б. Хадата и на плато ИГАН. В обоих случаях место измерений представляло собой открытую, ровную, горизонтальную площадку, поэтому все полученные результаты могут быть использованы только для аналогичных условий. Основной задачей измерений было получение элементарных расходов снега Q в нижнем слое снеговетрового потока при различных метеорологических условиях, а также изучение распределения интенсивности переноса снега i в зависимости от высоты z . Были использова-

ны метелемеры типа ВО-2, приспособленные для установки на разных высотах. Основными горизонтами измерений, отнесенными к середине приемной поверхности прибора, были 1, 5, 15, 25 и 75 см. Отдельные измерения в целях корректирования эпюр интенсивности переноса проводились на горизонтах 3, 10, 50, 150, 250, 800 см. Контрольные измерения проводились двумя приборами. Максимальное расхождение в показаниях достигало 25% на горизонте 1 см и 10% на горизонте 5 см. На более высоких горизонтах оно практически отсутствовало. Таким образом, относительные результаты измерений достоверны. Однако необходимо отметить, что осредненный поправочный множитель прибора, равный 2 [205], использованный нами при вычислениях, нуждается в проверке и уточнении. Анемометром Фусса на высоте 2 м измерялась средняя скорость ветра за период метелемерных измерений (5—30 мин), в ряде случаев проводились ветроградиентные наблюдения на высотах 0,1; 0,25; 0,5; 1; 2; 4 и 8 м, а также визуальные наблюдения над видом переноса и характером снежной поверхности. Изменялась плотность верхнего 5-сантиметрового слоя снега в 10—15 точках с наветренной стороны площадки.

Полученные по непосредственным измерениям кривые распределения интенсивности переноса по высоте строились в полулогарифмической системе координат. Было выяснено, что форма кривых $i=f(z)$ в нижнем метровом слое сильно изменяется.

Интенсивность переноса снега через единичную вертикальную площадку вне пограничного слоя воздуха определяется в основном интенсивностью выпадения осадков X/τ , скоростью ветра u_x и гидравлической скоростью снежинок ω_0 :

$$i \approx \frac{X_0}{\tau} \cdot \frac{u_x}{\omega_0} \quad (\text{III.9})$$

Используя данные об измерении интенсивности переноса снега в Западной Сибири, полученные А. А. Комаровым [153] до высоты 5 м, мы определили по формуле (III.9) «кажущуюся» величину гидравлической скорости; она оказалась равной 0,61—1,09 м/сек, что, по-видимому, близко к ее действительной величине. Аналогичный расчет, проделанный для высот от 2,5 до 8 м на метеостанции Б. Хадата, дал величину $\omega_0 = 0,7 \div 1,3$ м/сек при средней величине, полученной непосредственными измерениями в неподвижном воздухе, равной 1,0 м/сек. Результаты 80 серий градиентных измерений интенсивности переноса показали, что выше 1—2 м, реже 2—5 м зависимость $i=f(z)$ близка к прямой, описываемой формулой (III. 9).

В приземном слое воздуха ведущую роль в формировании переноса играет турбулентная структура воздушного потока. Уравнение баланса снега на единичной горизонтальной площадке, расположенной в снеговетровом потоке, представим в виде

$$-k_z \frac{d\mu}{dz} = \omega_0 \mu, \quad (\text{III.10})$$

где k_z —коэффициент турбулентного обмена; μ —содержание снега в единице объема. Будем рассматривать только такие частицы снега, которые в своем движении следуют за наиболее мелкими турбулентными вихрями, обуславливающими также перенос количества движения. В прежних обозначениях

$$\mu = \frac{i}{ku_x} \quad (\text{III.11})$$

После подстановки (III. 11) в (III. 10) и преобразования получаем

$$- kz \frac{u_x \frac{di}{dz} - i \frac{du_x}{dz}}{u_x} = \omega_0 i. \quad (\text{III.12})$$

Примем логарифмический закон изменения скорости ветра с высотой, хорошо подтвердившийся экспериментально:

$$u_x = a \ln \frac{z}{z_0}, \quad (\text{III.13})$$

где z_0 — динамическая характеристика шероховатости подстилающей поверхности. Так как в равновесных термических условиях, всегда имеющих место при метелях, достаточно хорошо оправдывается формула Прандтля [259]

$$k_z = 0,15 z^2 \frac{du_x}{dz}, \quad (\text{III.14})$$

то из (III. 13) и (III. 14) получим

$$k = 0,15 az = bz. \quad (\text{III.15})$$

Теперь подставляя (III.13) и (III.15) в (III.12) и разделяя переменные, получим

$$\frac{di}{i} = \frac{dz}{z \ln \frac{z}{z_0}} - \frac{\omega_0}{b} \cdot \frac{dz}{z}. \quad (\text{III.16})$$

Если на высоте $h+z_0$ определена интенсивность переноса i_0 (в нашем случае измерения переноса метелемером ВО-2, $h=1$ см),

$$\text{то } \int_{i_0}^i \frac{di}{i} = \int_{h+z_0}^z \left(\frac{1}{z \ln \frac{z}{z_0}} - \frac{\omega_0}{bz} \right) dz,$$

$$\text{откуда } i = Ai_0 \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{z^n}, \quad (\text{III.17})$$

где

$$n = \frac{\omega_0}{b}; \quad (\text{III.18})$$

$$A = \frac{(h+z_0)^n}{\ln \left(\frac{h}{z_0} + 1 \right)} = \text{const.} \quad (\text{III.19})$$

Аналогичное выражение было получено из других соображений А. К. Дюниным, в формуле которого $n=2$ [113].

При сравнении результатов наших метелемерных измерений и расчетов по формуле (III. 17) было замечено, что показатель степени n может значительно изменяться, что вполне понятно из формулы (III. 18)

Используя данные градиентных измерений скорости ветра, нетрудно в каждом случае подсчитать величины z_0 и b . Как показали расчеты, первая величина изменяется в весьма широких пределах, причем она зависит не только от высоты бугорков шероховатости, но и от скорости ветра, что отмечает также Д. Л. Лайхтман [189]. Диапазон ее изменений в наших условиях — от 0,001 до 0,3 см. Сколько-нибудь отчетливых количественных закономерностей изменений z_0 установить не удалось. Величина b изменяется в более узких пределах. При скорости ветра на высоте 2 м $u_{2м} > 800 \div 1000$ см/сек была получена эмпирическая зависимость

$$b = 0,03 u_2 - 11. \quad (III.20)$$

Гидравлическая скорость частиц метелевого снега измерялась путем сбрасывания их в неподвижном воздухе при инверсионной температурной стратификации с высоты 10 м. Для наиболее мелких частиц «снежной пудры» величина ω_0 оказалась равной 20 см/сек, для более крупных обломков снежинок (отдельные лучи, центральные части снежинок) — 50 см/сек. Наибольшую гидравлическую скорость имеют зерна фирнизированного снега — 200 см/сек и более. Эти частицы перемещаются, в основном, «сальтацией» [350], и распределение их по высоте в снеговетровом потоке не подчиняется вышеописанным закономерностям. Однако они далеко не всегда участвуют в метелевом переносе, и доля их в общем расходе снега может быть значительной только при поземках.

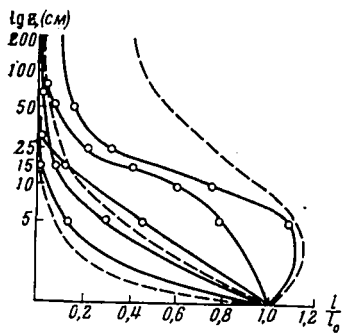


Рис. 44. Эпюры распределения относительных величин интенсивности метелевого переноса снега (i/i_0) по высоте (z)

На рис. 44 пунктиром показаны теоретические кривые $i=f(z)$ при следующих реально встречающихся значениях параметров, входящих в формулу (III, 17): слева направо — $z_0=0,01$ см, $n=2$; $z_0=0,1$ см, $n=1$; $z_0=0,3$ см, $n=0,5$. Сплошными линиями показаны типичные и крайние случаи, полученные по нашим наблюдениям. Данные, приведенные Н. П. Русиным [251] для Антарктиды, охватывают весь диапазон, заключенный на рис. 44

между крайними теоретическими кривыми. Отметим еще, что при наличии в метелевом потоке частиц с существенно различными величинами ω_0 для достижения полного согласования теоретических и экспериментальных кривых $i=f(z)$ следует использовать не среднее значение ω_0 , а проводить расчет дифференцированно для разных фракций. Правда, подробное исследование фракционного состава метелевого снега, описанное, например, в работе [347], является весьма сложной и трудоемкой задачей.

Анализ формулы (III.17) показывает, что полнота эпюры $i=f(z)$ возрастает с увеличением турбулентности воздушного потока, отражаемом увеличением величины b , увеличением шероховатости поверхности z_0 и уменьшением гидравлической скорости частиц ω_0 . В таких случаях обычно резко ухудшается видимость и возрастает высота слоя интенсивного переноса. При такой верховой метели большая часть переносимого снега откладывается не за мелкими, а за достаточно крупными препятствиями. С уменьшением величины b и z_0 и возрастанием ω_0 все большая часть снега переносится в самых нижних слоях потока. В этом случае снег откладывается в основном за мелкими препятствиями.

Как показали наши опытные данные, при низких интенсивных поземках, когда отчетливо видна верхняя граница слоя переноса и высота этого слоя H не превосходит 30—50 см, кривая $i=f(z)$ хорошо аппроксимируется прямой в полулогарифмической системе координат

$$\frac{i}{i_0} + \frac{\ln z}{\ln H} = 1. \quad (\text{III.21})$$

Расход снега Q в этом случае легко определить как

$$Q = \int_0^H i(z) dz = \frac{i_0 H}{2,3 \lg H}. \quad (\text{III.22})$$

Следовательно, в этом случае достаточно измерять лишь перенос на поверхности снега и высоту слоя переноса в соответствии с рекомендациями в работе [224]. При более высоком подъеме снега расчет расхода возможен или при измерении ряда вышерассмотренных параметров и величины i_0 , или, что пока, по-видимому, надежней и проще, при градиентных измерениях величины i .

Величина Q (в г/см·мин) вычислялась нами графоаналитическим методом по экспериментальным эпюрам $i=f(z)$. Всего было измерено и вычислено 79 расходов в метровом слое в диапазоне скорости ветра на высоте 2 м (u_2) от 4,2 до 20,6 м/сек (средняя за период измерений). Наблюдалась также мгновенная сила ветра в момент первых подвижек частиц снега по поверхности. Связь расхода снега с силой ветра обычно дается в виде степенной зависимости этих величин. Сводка соответствующих формул, приведенных к сравнимому виду, имеется в работе А. К. Дюнина [114]. Обращает на себя внимание большое различие величин, полученных по формулам разных авторов, достигающее нескольких сот процентов. Такое различие невозможно объяснить только неоднородностью методики наблюдений и недостаточной точностью исходных данных. По-видимому, решающую роль играет многообразие факторов переноса и их комбинация во времени и пространстве.

Ведущим фактором в формировании твердого расхода снеговетрового потока является скорость ветра и ее вертикальный градиент, которые, с одной стороны, обуславливают эрозию поверхности снега и формирование подъемной силы, с другой — скорость движения частиц в потоке. Структура и механические свойства тонкого поверхностного слоя снежного покрова (особенно сила сцепления между частицами, шероховатость поверхности, форма и размер самих частиц) определяют сопротивление размыву и подъему частиц. В. Н. Аккуратов [7] делал попытку увязать интенсивность поверхностного переноса снега i_0 не только с силой ветра, но и с плотностью снежного покрова. Наши измерения плотности верхнего 5-сантиметрового горизонта, параллельные метелемерным наблюдениям, не подтвердили такой зависимости. Так, например, легко подвижный, сыпучий метелевый снег нередко имеет объемный вес, превышающий 0,4 г/см³, однако легко вовлекается в снеговетровой поток. В то же время пушистый свежевывающийся снег с объемным весом 0,05—0,10 г/см³, перекрытый тонкой (2—5 мм) корочкой ветрового или термического наста, почти не вовлекается в поток. Свойства поверхностного слоя снега полностью определяются текущими и предшествующими метеорологическими условиями.

На рис. 45 приведены полученные нами величины твердого расхода в метровом слое снего-ветрового потока $Q_{1м}$ (в г/см·мин) в зависимости от скорости ветра на высоте 2 м $u_{2м}$ (в м/сек). Как видно на

рис. 45, разброс точек на графике большой. Коэффициент корреляции логарифмов 78 пар переменных имеет величину 0,85. В то же время анализ величин переноса и конкретных условий их формирования дает возможность выделить генетически однородные группы точек (белые светлые кружки на рис. 45) и по ним провести соответствующие кривые:

$$I. Q_1 = 0,420 u_2^{2,2} - 2,7; \quad (III.23)$$

$$II. Q_1 = 0,060 u_2^{2,8} - 2,9; \quad (III.24)$$

$$III. Q_1 = 0,014 u_2^{3,2} - 3,3; \quad (III.25)$$

$$IV. Q_1 = 0,009 u_2^{3,1} - 3,8. \quad (III.26)$$

Остальные точки (на рис. 45 черные кружки) соответствуют переходным условиям по отношению к кривым, между которыми они лежат. Отметим, что две трети из них лежат между кривыми II и III, поэтому эту область можно считать наиболее характерной для Полярного Урала.

Приведем комплексную характеристику условий, соответствующих каждой кривой. Кривая I объединяет точки, которым соответствуют условия низких температур воздуха и наличие на всей видимой поверхности свежевыпавшего пушистого или свежегорышлого метелевого снега. Кривая II объединяет точки за период установившегося непрерывного переноса. Перед проведением серий измерений наблюдался постоянный умеренный ветер, поземок. В районе площадки все время имелись полосы и пятна подвижного метелевого снега, температура воздуха колебалась от -8 до -30° . Кривая III объединяет также точки серии наблюдений при непрерывном переносе. Метеорологические условия этого периода аналогичны предыдущему. Однако в данном случае перед началом переноса в течение десяти суток наблюдался штиль или слабый ветер и подвижный метелевый снег фиксировался на месте вследствие сублимационных процессов. Коэффициенты корреляции логарифмов переменных для кривых II и III, объединяющих серии наблюдений, составляют соответственно 0,95 и 0,90. Кривая IV огибает поле точек справа и соответствует наихудшим условиям переноса — уплотненному смерзшемуся снегу, большому развитию ветровых досок, относительно высокой температуре воздуха.

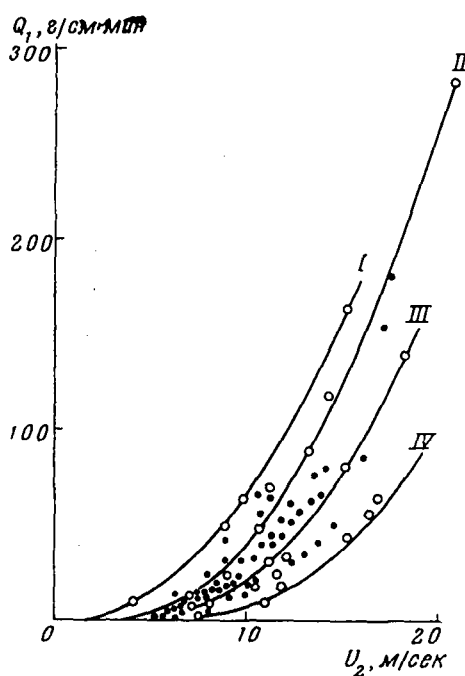


Рис. 45. Зависимости величины переноса снега от скорости ветра
I—IV — кривые, построенные по генетически однородным группам точек

При расчетах по формулам (III.23—III.26) можно пользоваться данными о состоянии поверхности снега, о характере погоды и данными о скорости ветра, приведенной к высоте 2 м, например, по формуле

$$u_2 = \frac{\lg \frac{200}{z_0}}{\lg \frac{z}{z_0}} u_z, \quad (\text{III.27})$$

где z — высота (в см), на которой измерена скорость ветра.

При расчетах переноса снега за относительно короткие периоды (пентады — декады) использование кривых, дифференцированных по условиям переноса, вносит существенные уточнения по сравнению с расчетами по средней кривой, которые обычно проводились. Соответствующие расхождения могут достигать нескольких сот процентов. При ориентировочных расчетах переносимых масс снега, особенно за длительный период времени, можно пользоваться упрощенным уравнением, отражающим средние для Полярного Урала условия переноса:

$$Q_1 \approx 0,010 u_{10}^3. \quad (\text{III.28})$$

Последняя формула мало отличается от известной формулы Д. М. Мельника [205], полученной для условий равнины при аналогичной методике измерений.

Большое значение при расчете массы переносимого снега имеет выбор отрезка времени, по которому осредняется скорость ветра. Наиболее удобно в этом отношении использовать данные самописца ветра М-12, дающего осреднение скорости ветра за 10 мин. Удовлетворительные результаты дает также использование данных о скорости ветра по флюгеру (осреднение за 2 мин) в сроки метеорологических наблюдений. Использование в расчетах переноса величин среднесуточных скоростей ветра, а тем более средних величин за более длительный период времени приводит к большим ошибкам.

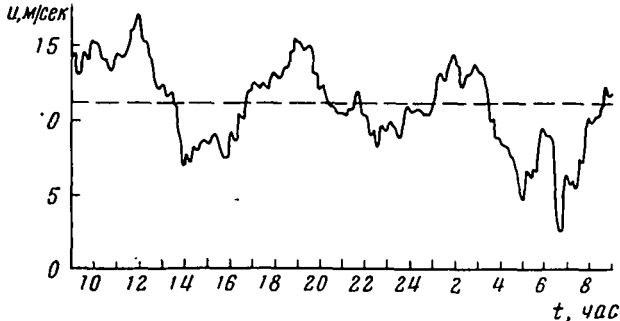


Рис. 46. Изменение средней десятиминутной скорости ветра (u) при метели на метеостанции Б. Хадата 17 февраля 1962 г.

Пример 1. На рис. 46 приведен график хода скорости ветра на метеостанции Б. Хадата по данным самописца М-12. Среднесуточный расход метелевого снега, подсчитанный по формуле (III.28) по 10-минутным интервалам, равен $42 \text{ г/см} \cdot \text{мин}$, по срочным наблюдениям — $42 \text{ г/см} \cdot \text{мин}$, а по среднесуточной скорости ветра — $34 \text{ г/см} \cdot \text{мин}$.

Пример 2. За пентаду наблюдался один день с сильной пургой, скорость ветра колебалась около 20 м/сек , в остальные четыре дня ветер был слабый, наблюдался слабый поземок с перерывами. Средняя скорость ветра за пентаду составила 8 м/сек . Средний расход снега по подробным подсчетам с использованием срочных измерений силы ветра равен $43 \text{ г/см} \cdot \text{мин}$, а по средней скорости ветра — $11 \text{ г/см} \cdot \text{мин}$. В литературе.

встречаются весьма различные величины, характеризующие суммарный за зиму перенос снега. Так, М. Я. Плам [232] для Эльбруса дает величину 23 000 т/км, В. М. Котляков [160] для Антарктиды приводит оценки разных авторов от миллиона до десятков миллионов тонн. В условиях широтной долины Полярного Урала за зиму, по нашим расчетам, проносится в среднем около 1 млн. т снега через 1 пог. км.

В условиях сильнопересеченного рельефа и большой неровности микрорельефа, вызванной скоплением крупных камней или снежных застругов, процесс метелевого переноса осложняется тем, что в переносе снега большую роль начинают играть вихри крупных размеров. В зонах, обозначенных на рис. 42, а, при скоростях ветра более 10—15 м/сек наблюдается обычно образование снежных смерчей высотой 30—50 м и более. Наблюдать их удается лишь при относительно хорошей видимости, т. е. когда в промежутках между смерчами высота слоя переноса невелика. Несомненно, что в сильную пургу снежные вихри достигают еще больших размеров. Нам неоднократно удавалось наблюдать, как снег, поднятый на большую высоту, передвигается в виде постепенно растекающегося и оседающего облака. При этом метелевый снег может переноситься на расстояние в несколько километров, а по продольным (по отношению к господствующему ветру) долинам более, чем на 10 км. Количественное изучение метелевого переноса в этих условиях должно, видимо, базироваться на статистической теории турбулентности [115].

В условиях глубоко и сложно расчлененного рельефа направления метелевых потоков в приземном слое воздуха сложно распределяются по территории, сильно отклоняясь от направления движения верхних слоев снего-ветрового потока. На рис. 42, а видно, например, что в тыловых частях каров метелевые потоки направлены навстречу основному потоку воздуха. Ветер здесь отличается особенно большой порывистостью, направление его часто меняется, что связано с интенсивным вихреобразованием. В ущельях, расположенных поперек основного движения воздуха, метелевые потоки направлены по их оси, причем движение снего-ветрового потока здесь винтообразно. Так, в ущелье ледника Придорожного (рис. 42, б) метелевые потоки направлены слева — вниз — направо.

Как показали расчеты, большая часть метелевого снега, движущегося в приземном слое воздуха, задерживается в первых же понижениях рельефа на пути их движения. Так, снег с наветренного склона (участок III на рис. 42, а) откладывается в верхней половине ледника ИГАН (участок IV) и на леднике Медвежьем (участок V—VI); снег с плато (участок VI—VII) откладывается в основном на леднике Придорожном (участок VIII).

Вследствие метелевого процесса образуются различные формы микрорельефа снежной поверхности. В исследуемом районе имеются в основном все формы микрорельефа снежной поверхности, описанные В. М. Котляковым для Антарктиды [160], кроме крупных плоских снежных валов, которые являются, видимо, специфическими образованиями обширных ровных территорий. Помимо ветровых форм в нашем районе встречаются и такие, которые обязаны своим происхождением действию лавинных процессов. Это бугры, являющиеся конусами выноса снежных лавин, а также отдельные снежные глыбы — куски обвалившихся снежных карнизов.

«Барханный перенос снега», изученный в условиях Антарктиды М. А. Кузнецовым [170], иногда происходит и на Полярном Урале. Снежный бархан, по нашим наблюдениям, формируется при достаточном количестве на поверхности легко подвижного метелевого снега, низких температурах воздуха и скорости ветра 8—12 м/сек. При больших скоростях ветра, в отличие от Д. М. Кузнецова, мы наблюдали довольно быстрое размывание бархана и превращение его в плоское пятно мете-

левого снега, покрытое снежной рябью. Особенно крутые, четко очерченные барханы наблюдались в долине р. Б. Хадата 10—11 марта 1958 г. при средней скорости ветра 10 м/сек на высоте 2 м и температуре воздуха от -26 до -30° . Ветер в период наблюдений был очень ровный, постоянный. Высота наиболее крупных барханов достигала 100 см, наиболее часто встречающаяся высота — 40—60 см. На одном из барханов с высотой $H=50$ см, длиной $L=300$ см, объемным весом снега $\gamma=0,40$ г/см³ и углом осыпи $\beta=70^\circ$ проводились следующие измерения: твердого расхода снега на гребне бархана Q_6 и на ровной поверхности за барханом, сложенной твердым лежалым снегом, Q_0 , а также скорости движения бархана v (геодезически). В течение всего периода наблюдений (17 час) бархан перемещался, не изменяя своей формы. Такое положение имело место и для других барханов, находившихся под наблюдением. На рис. 47 представлено вертикальное сечение бархана с площадью W , схематизированное по треугольнику и почти точно совпадающее с сечением, полученным непосредственными измерениями. При установившемся движении бархана неизменной формы имеет место уравнение

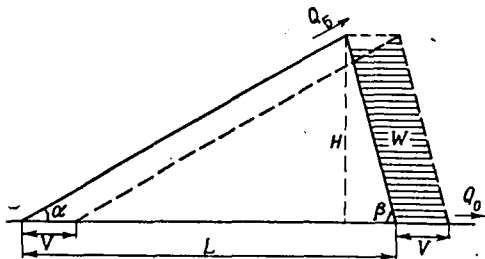


Рис. 47. Схема расчета скорости движения снежного бархана

$$W = \frac{Q_6 - Q_0}{\gamma} = Hv - \frac{\sin \alpha \sin \beta}{2 \sin(\alpha + \beta)} v^2. \quad (\text{III.29})$$

Решая это уравнение относительно v , найдем

$$v = \frac{H - \sqrt{H^2 - \frac{2 \sin \alpha \sin \beta}{\sin(\alpha + \beta)} \cdot \frac{Q_6 - Q_0}{\gamma}}}{\sin \alpha \sin \beta / \sin(\alpha + \beta)}. \quad (\text{III.30})$$

Подставляя в эту формулу величины, осредненные за период наблюдений ($H=50$ см, $\beta=70^\circ$, $L=300$ см, откуда $\alpha=11^\circ$, $Q_6=64$ г/см·мин, $Q_0=24$ г/см·мин, $\gamma=0,40$ г/см³), найдем, что $v=2$ см/мин = 1,2 м/час. По непосредственным наблюдениям бархан передвинулся на 18 м, т. е. $v=1,0$ м/час, что достаточно близко к величине, полученной по формуле (III.30). Как показали наши наблюдения, при ориентировочных расчетах можно измерять только скорости ветра, вычисляя Q_6 по формуле (III.23), а Q_0 по формуле (III.26). Анализ формулы (III.30), подтвержденный полевыми наблюдениями, показывает, что при неизменной величине и форме бархана и объемного веса, слагающего его снега, скорость движения бархана возрастает с увеличением расхода барханного снега ($Q_6 - Q_0$). При постоянном значении ($Q_6 - Q_0$) для барханов одинаковой формы (т. е. прежде всего при равных величинах α и β) скорость их движения изменяется с изменением высоты H . Подставляя в формулу $H=100$ см остальные величины, найдем, что $v=1$ см/мин = 0,6 м/час. По фактическим наблюдениям, бархан высотой 1 м двигался со скоростью 0,7 м/час. При $H=20$ см и прежних остальных величинах $v=5$ см/мин или 3 м/час. Правда, фактическими наблюдениями за скоростью движения невысоких барханов мы не располагаем. При изменении формы бархана наибольшую роль играет угол наклона наветренного склона бархана, при уменьшении которого скорость движения бархана возрастает.

Освобождение от снежного покрова склонов под действием силы тяжести. Среди этой группы процессов наиболее хорошо изучен процесс схода лавин, которому посвящена обширная литература и в том числе работа К. С. Лосева [199]. Сход лавин обуславливается, с одной стороны, метелевым переносом снега, формирующим материал лавин, с другой, — разрыхлением глубинных и промежуточных слоев снежного покрова, уменьшающим силу сцепления пласта с нижележащей поверхностью. В условиях Полярного Урала решающим является первое обстоятельство. Как видно из рис. 42, а, где участки систематического схода лавин обозначены стрелками, им предшествуют участки со снежным покровом, частично или полностью уничтоженным ветром. Наиболее благоприятными для формирования лавин являются условия выпуклого наветренного и крутого плоского или вогнутого подветренного склона, как на участке IX—X (см. рис. 42, а). В аналогичных условиях наблюдался сход крупной лавины, разрушившей дом в пос. Харбей (Полярный Урал). Лотковые лавины в исследуемом районе относительно невелики. Наибольший по объему конус выноса лотковой лавины наблюдался нами в районе оз. М. Хадата-Юган-Лор весной 1958 г. Его объем составил около 5000 м³.

Наряду со значительными по величине лавинами большую роль в концентрации снега у подножья крутых склонов играют мелкие и мельчайшие лавины, или «снежные ручейки». Снег, выпадающий даже при штиле на скальные склоны с уклоном более 40—50°, не удерживается на них и мелкими ручейками стекает вниз. Склоны многих каров, например, всю зиму остаются бесснежными, покрытыми фирновой коркой, образовавшейся еще осенью. На местности, как правило, бывает легко выделить площадь кара, покрытую такой коркой и тем более совсем бесснежную F_0 , и площадь, занятую мощной толщей снега F_c . При отсутствии всех других видов концентрации снега среднее снегонакопление на дне кара X_0 можно вычислить по формуле

$$X_{\text{ср}} = X_0 \frac{F_c + F_0}{F_c}. \quad (\text{III.31})$$

Здесь X_0 — «фоновая» величина твердых осадков в данном районе. Для большинства типично каровых ледников Урала величина F_c лишь немногим больше площади ледника к концу периода абляции, и отношение $(F_c + F_0)/F_c$ для данного ледника является весьма устойчивым. Если каровый ледник деградирует и площадь его уменьшается не только в языковой части, но и в тыловых участках, то величина F_0 соответственно возрастает, что обуславливает увеличение поступления снега на ледник.

Помимо быстрого сброса снега к рассматриваемой группе процессов относится также псевдовязкое течение снега, некоторые количественные характеристики которого имеются в работе [277]. По нашим наблюдениям и расчетам, при толщине снега 3—4 м и уклоне 25—30° скорость течения снега достигает 2—3 м за зиму (9 месяцев). Само по себе течение снега не может привести к заметной его концентрации, но этот процесс в какой-то степени подготавливает и делает вероятным сход лавин.

Освобождение от снежного покрова русел водотоков под действием гидростатического напора воды. Основные условия для образования так называемого снежного селя следующие: а) большая высота снежной запруды, обусловленная, например, перегораживанием русла конусом выноса лавинного снега; сила давления воды на запруду и, следовательно, вероятность ее прорыва растет пропорционально квадрату высоты запруды; б) быстрое накопление талой и дождевой воды в верхнем бьефе; в) значительный запас холода и большая плотность снега, препятствующие прокладке тоннеля водой в теле запруды.

Снежный селя обычно является трехфазовым потоком из снега, воды и камней, представляя собой мощное и грозное явление природы. Снежные сели на Полярном и Приполярном Урале впервые описаны А. О. Кеммерихом [147]. Нам удалось наблюдать результаты действия снежного селя, прошедшего весной 1963 г. в долине ручья ИГАН, через несколько дней после его прохождения. Наибольшая высота запруды составляла 5 м. Уклон русла в верхнем бьефе составлял всего 5—10°. Ниже запруды уклон русла увеличивался до 20—30°, а затем снова уменьшался. Селевой поток двигался по поверхности снега, наполнявшего русло. Глыбы снега весом до 0,5 т были выброшены на берег на высоту 5—7 м над руслом.

Из изложенного следует, что распределение снежного покрова в горном бассейне, несмотря на большую сложность, подчиняется достаточно ясным закономерностям, обусловленным рассмотренными выше процессами перераспределения и концентрации снега и снежного покрова в горах.

5. АККУМУЛЯЦИЯ СНЕГА НА ЛЕДНИКАХ

Количество снега, накапливающееся на леднике к периоду максимального снегонакопления, является одной из важнейших составляющих вещественного баланса ледника, а также в большой степени обуславливает скорость движения ледника, распределение в нем температур, его макроструктуру. Точных данных инструментальных наблюдений за аккумуляцией снега на горных ледниках земного шара весьма немного. Они встречаются, например, в работах [126, 202, 274, 304, 306, 346, 347, 352, 354]. В пределах исследуемого района точные данные о количестве снега на ледниках получены впервые Полярно-Уральской гляциологической экспедицией Института географии АН СССР в период МГГ. Несколько ранее некоторые исследователи высказывали ряд соображений о толщине снега на ледниках Приполярного Урала. Так, Л. В. Введенский [63] определил толщину снега в языковой части ледника Гофмана в 50 м, считая, что снегом заполнено все пространство внутри высокой подковообразной конечной морены ледника. Как будет видно из дальнейшего, эта цифра совершенно нереальна. По данным А. Н. Алешкова [11], толщина снега на каровых ледниках в Саблинском хребте достигает 15—20 м. Близкими к действительности оказались данные С. Г. Боча [42] и А. О. Кеммериха [144, 149], которые, основываясь на косвенных признаках, определили величину максимального снегонакопления в карах Приполярного Урала соответственно в 10—12 и 10—15 м.

Основной задачей наших исследований аккумуляции снега на ледниках Полярного Урала было получение величины всей массы снега, накопившейся на леднике к началу убыли водозапаса в снежном покрове. Измерение толщины снежного покрова на ледниках по постоянным рейкам в условиях Полярного Урала весьма затруднительно, так как к концу зимы большая часть рек обычно полностью заносится снегом, а остальные оказываются изогнутыми у основания и сильно наклоненными в результате псевдовязкого течения снега или сломанными лавинами. В связи с этим основным методом был избран метод снегомерных съемок с точной плановой привязкой промерных точек. В результате многочисленных измерений было установлено, что при отсутствии на леднике слоя свежевыпавшего снега величина водозапаса в снежном покрове q линейно зависит от толщины снега H :

$$q = k(H - h_0), \quad (\text{III.32})$$

за, следовательно, объемный вес снега

$$\gamma = k(1 - h_0/H). \quad (\text{III.33})$$

Для весеннего периода зависимость эта оказывается единой для разных ледников (рис. 48), но в разные годы значение постоянных коэффициентов k и h_0 могут быть различными. Так, в 1958 и 1960 гг. $k=0,41$, $h_0=250$ мм, а в 1959 г. $k=0,44$, $h_0=250$ мм. При наличии слоя рыхлого свежеснежавшего снега водозапас в нем учитывался дополнительно непосредственным измерением.

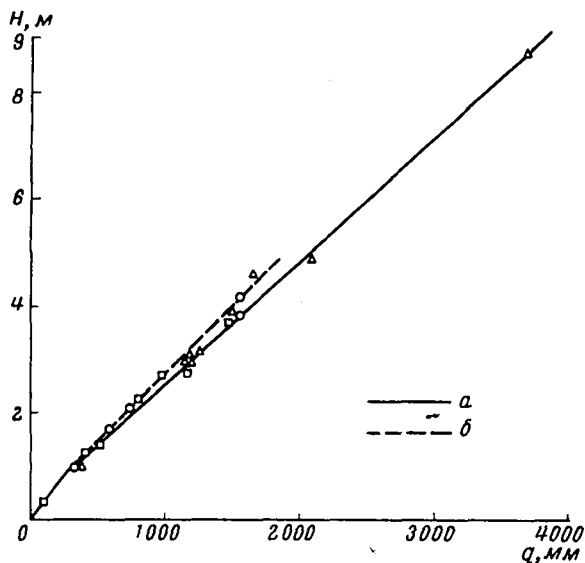
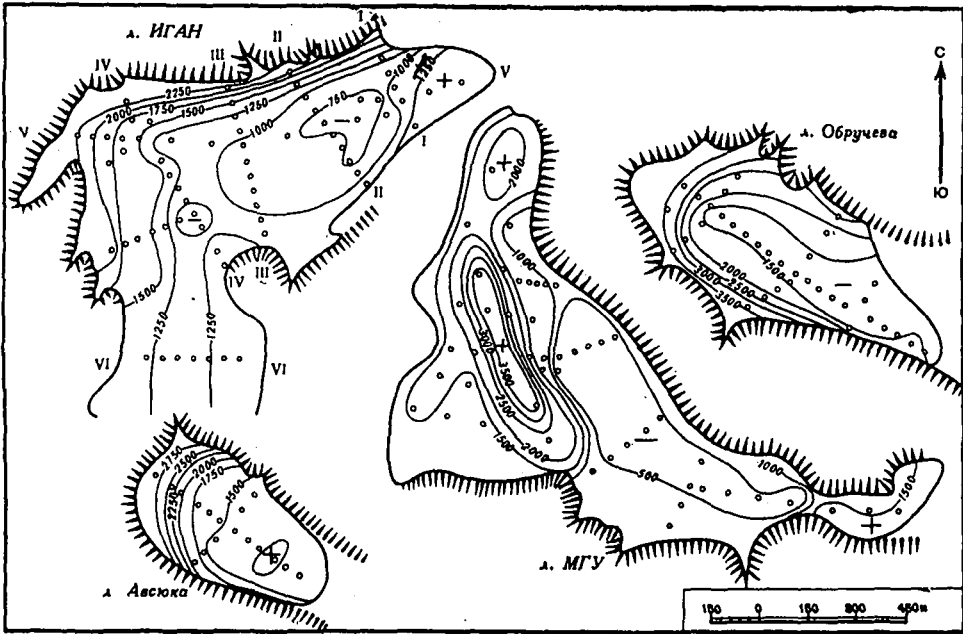


Рис. 48. Зависимость водозапаса в снежном покрове (q) от его толщины (H) в весенний период на ледниках (ИГАН, Обручева, МГУ и Авсюка), Полярный Урал a — весна 1959 г., b — 1958 и 1960 гг. Различно обозначенные точки на графике соответствуют измерениям на разных ледниках

Основные снегомерные работы на ледниках проводились большей частью в мае. В то же время начало убыли водозапаса в снежном покрове во все годы наблюдений приходилось на июнь. После окончания основной снегомерной съемки поверхность снега маркировалась в ряде точек небольшими рейками, к которым привязывались шнуры, свободно лежащие на снегу; это обеспечивало опускание их вместе с оседающей поверхностью снега. Для приведения результатов основных снегомерных съемок к моменту максимального водозапаса на леднике ИГАН проводились поверхностные снегосъемки. В начале интенсивного таяния измерялся водозапас во вновь образовавшемся слое снега.

Результаты снегомерных съемок наносились на планы ледников. Масса аккумуляровавшегося на леднике снега определялась планиметрированием площадей между изолиниями водозапаса в снежном покрове. Площадь между границей снежной линзы на леднике и ближайшей изолинией в случае крутой стенки ледникового вместилища умножалась на $\frac{2}{3}$ водозапаса на данной изолинии, а не на $\frac{1}{2}$, как бы следовало при линейной интерполяции, что объясняется особенностями формы снежной линзы (рис. 49). Вероятная погрешность измерения и вычисления водозапаса в снежном покрове в данной точке при использовании зависимости $q=f(H)$ по данным 4—5 шурфов, сделанных в момент проведения снегосъемки, не превышает 2—3%. Погрешность вычисления всей массы снега на леднике зависит прежде всего от количества и расположения промерных точек, которые на рис. 48 нанесены кружками. Про-



Фиг. 49. Распределение величин водозапаса в снежном покрове (в мм) на ледниках Полярного Урала весной 1960 г.

Кружки — положения рек, римские цифры — номера створов

вода различным образом изолинии водозапаса в снежном покрове и вычисляя соответственно величины q , мы пришли к выводу, что случайная ошибка определения массы снега на ледниках ИГАН и Обручева вряд ли превышает 10%. Учитывая сказанное в первом разделе этой главы об измерении объемного веса снега, следует иметь в виду, что помимо случайной ошибки в величину снегозапаса на леднике входит также и систематическая ошибка, занижающая эту величину примерно на 5%.

Карово-долинный ледник ИГАН (см. рис. 49) характеризуется распределением снежного покрова, обусловленным совместными действующими процессами концентрации снега. Южная часть ледника является типичным присклоновым ледником, занимающим весь склон от подножья до вершины. К западу от него простирается обширное горизонтальное плато Хар-Наурды-Кеу, являющееся бассейном сбора метелевого снега. Скальные стенки, обуславливающие лавинный процесс, отсутствуют. Конфигурация траектории выпадающих снежинок такая же, как на присклоновом леднике Медвежьем (см. рис. 42, а), т. е. процесс перераспределения выпадающих осадков в поле изогнутых линий тока воздуха может дать количество снега около $0,5 X_0$. Все остальное количество снега, равное $1,5 - 2 X_0$, обусловлено исключительно метелевым процессом.

В каровой части ледника, обрамленной крутыми, но невысокими скальными стенками, ведущим процессом концентрации снега является (как показывают расчеты на стр. 123—125) процесс перераспределения выпадающих осадков в поле изогнутых линий тока воздуха, который обуславливает снегонакопление до $1,5 - 2 X_0$. У подножья скальных стенок большие накопления снега обусловлены, несомненно, лавинным процессом, но в пересчете на всю площадь ледника это количество не превышает $0,5 X_0$. На ровной слабо наклонной поверхности ледникового языка количество снега составляет $1 - 1,5 X_0$. Траектории снежинок над этой частью ледника уже слабо изогнуты; есть все основания считать

баланс метелевого снега близким к нулю. Таким образом, этот участок ледника питается в основном «нормально» выпадающими осадками (термин, употребляемый в работе [109]). В целом по леднику ИГАН затруднительно отдать предпочтение какому-либо одному процессу концентрации, но в сумме процессы ветрового перераспределения, несомненно, являются главными «поставщиками» снега на ледник.

Ледник Обручева — типичный каровый ледник Урала. В отличие от ледника ИГАН подходы западных ветров к нему преграждены рядом хребтов. В связи с этим линии тока воздуха (кроме приземного слоя) при ветре западного сектора не так круто изогнуты, как в районе массива Хар-Наурды-Кеу (см. рис. 42, б), и роль процесса перераспределения выпадающих осадков в поле изогнутых линий тока воздуха в питании ледника значительно менее существенна. Бассейнами сбора метелевого снега являются верхние участки наветренных склонов и плато, расположенные к северо-востоку от ледника. Поскольку северо-восточные ветры зимой весьма редки, роль метелевого процесса, видимо, невелика. Ледник с трех сторон окружен очень высокими и крутыми скальными стенками. Отношение $(F_c + F_0)/F_c$ (см. раздел 4 гл. III), определенное для ледника, постоянно во времени и равно 2,0. Таким образом, лавинный процесс обуславливает поступление на ледник количества снега, равного $2 X_0$; все остальные процессы в сумме дают лишь $0,5 X_0$. В соответствии с ведущей ролью лавинного процесса находится распределение снега на поверхности ледника.

Ледник Авсюка расположен в небольшом каре, высота и площадь стенок которого значительно меньше, чем у кара ледника Обручева. Отношение $(F_c + F_0)/F_c$ равно 1,5. Значительную роль в питании этого ледника играет метелевый снег, который поступает в кар с выпуклого и относительно пологого западного наветренного склона.

Долинный ледник МГУ характеризуется довольно сложным и своеобразным распределением снежного покрова. Его фирновый бассейн поднимается до вершины плато, которое к западу переходит в слабовыпуклый пологий наветренный склон. Поэтому условия формирования метелевых потоков снега здесь весьма благоприятны. Значительно влияние процесса перераспределения выпадающих осадков в поле изогнутых линий тока воздуха в накоплении снега на леднике. Совместное действие этих процессов формирует в широкой западной части ледника очаг высокого снегонакопления. Вниз по течению ледник входит в постепенно суживающуюся ущельеобразную долину. Скорость ветра здесь возрастает, что приводит к дефляции поверхности снежного покрова и формированию отрицательного баланса метелевого снега. В языковой части среднее снегонакопление значительно меньше величины X_0 , местами мощность снежного покрова уменьшается до 30—40 см, что, по-видимому, ни на одном леднике Урала не наблюдается. На восточной оконечности ледникового языка сразу после выхода снеговетрового потока из наиболее узкого места долины снегонакопление вновь резко возрастает благодаря падению скорости насыщенного снеговетрового потока.

Присклоновые ледники Олений и Медвежий занимают весь склон от вершины до подножья. Питание их обусловлено в основном метелевым переносом снега. Снежный покров распределяется по площади ледников весьма равномерно.

Рассмотренные конкретные примеры показывают, что соотношение различных процессов при аккумуляции снега на ледниках сильно изменяется в зависимости от формы ледникового вместилища и характера окружающего рельефа. Кроме того, эти соотношения изменяются от зимы к зиме в зависимости от количества твердых осадков, скорости ветра и их режима. Из табл. 24 видно, что максимальная величина снегонакопления q на ледниках к началу интенсивного таяния снега сильно из-

меняется от года к году: на леднике ИГАН в 2,8 раза, на леднике Обручева в 2,0 раза и на леднике Оленьем в 3,3 раза.

Связь между величинами снегонакопления (q) на ледниках и метеорологических элементами в период накопления весьма сложная. Величина q зависит от количества твердых осадков, выпадающих в районе ледника, скорости и направления ветра, характера поверхности снежного покрова, а также морфометрических особенностей ледникового вместилища и окружающего ледник рельефа. Одновременный учет всех этих факторов чрезвычайно сложен. Ранее [306] мы предложили двухфакторную зависимость вида

$$q = aX_{oc}^m + bu^n, \quad (III.34)$$

где a и b — постоянные; m зависит от скорости ветра u , что следует из физической сущности процессов локального увеличения количества твердых осадков и перераспределения выпадающих твердых осадков в криволинейных линиях тока воздуха; n определяется условиями метелевого переноса. Первое слагаемое в формуле (III.34) отражает результат действия двух упомянутых выше процессов, а также лавинного, второе — метелевого процесса.

Таблица 24

Максимальный снегозапас на ледниках и метеорологические характеристики периодов накопления снега

Показатели	1957/58 г.	1958/59 г.	1959/60 г.	1960/61 г.	1961/62 г.	1962/63 г.
Максимальный снегозапас q на ледниках, мм:						
ИГАН	1150	2650	1400	2200	3200	1850
Обручева	1850	2900	1750	2800	3500	2300
Авсюка	1450	2350	1700	2000	—	—
Олений	1100	—	2600	2800	3600	3000
Медвежий	—	—	1600	—	2600	2700
МГУ	—	—	1300	—	—	—
Величина снегозапаса в опытном бассейне р. Б. Хадата X_0 , мм	640	1100	740	970	1200	700
Осадки по осадкомеру метеостанции Б. Хадата X_{oc} , мм	372	541	310	471	736	—
Средняя за зиму скорость ветра на метеостанции Б. Хадата U_{cp} , м/сек	6,0	8,2	8,9	7,3	7,6	—
Средний за зиму твердый расход снега Q_{cp} на метеостанции Б. Хадата, г/см·мин	19,2	37,1	28,6	23,5	27,8	—
Масса снега, перенесенного за зиму через поперечное сечение долины р. Б. Хадата M , г/км·10 ⁶	0,6	1,3	1,0	0,8	0,9	—

При наличии измерений вектора расхода метелевого снега Q в разных точках контура ледника l в течение периода накопления T второе слагаемое можно вычислить как

$$bu^n = \int_l \int_0^T Q dt dl, \quad (III.35)$$

т. е. оно является величиной прихода-расхода метелевого снега. Данными для расчетов по формуле (III.35) мы пока не располагаем. Наличие

в нашем распоряжении лишь 6-летнего ряда наблюдений не позволяет с достаточной точностью вычислить параметры в формуле (III.34), поэтому в настоящее время целесообразно остановиться на простейших линейных зависимостях вида

$$q = aX_0 + b. \quad (\text{III.36})$$

Использование в формуле (III.36) величин снегозапасов по бассейну в целом вместо сумм твердых осадков по осадкомеру значительно улучшило связи. Особенно хорошими такие зависимости получились для каровых ледников Обручева и Авсюка, расположенных в центре зоны высокой снежности:

для ледника Обручева при максимальном отклонении от средней зависимости 12%

$$q = 2,5 X_0 + 250; \quad (\text{III.37})$$

для ледника Авсюка при максимальном отклонении от средней зависимости 6%

$$q = 1,6 X_0 + 500. \quad (\text{III.38})$$

для ледника ИГАН при максимальном отклонении 25% получено уравнение

$$q = 2,8 X_0 - 500. \quad (\text{III.39})$$

Отметим еще, что отрицательное значение параметра b в этой формуле явно лишено физического смысла, что говорит о недостаточности в данном случае аппроксимации линейной зависимости $q=f(X_0)$ в широком диапазоне изменений аргумента. Трудности построения зависимости для ледника ИГАН вызваны сложным сочетанием процессов, принимающих участие в концентрации снега на этом леднике.

Аккумуляция снега на присклоновых ледниках Оленьем и Медвежьем весьма слабо зависит от снежности зимы. Так, максимальная величина снегонакопления на леднике Медвежьем была отмечена в 1963 г., а зима 1962/63 г. была по снежности несколько ниже средней. Непосредственной зависимости величины q от средней за зиму силы ветра и массы перенесенного за зиму снега также не прослеживается. Помимо перечисленных выше факторов накопление снега на присклоновых ледниках существенно зависит от величины снижения поверхности ледника к концу предыдущего теплого периода, обусловленной таянием и, возможно, движением ледника. Снижение поверхности присклоновых ледников за теплый период в значительной степени определяет величину «аккумулирующей емкости». Фактическое же заполнение этой емкости снегом определяется в основном массой перенесенного за зиму метелевого снега. Как видно из табл. 24, эта масса весьма велика и составляет за период наблюдений в среднем 10^6 т через 1 пог. км за зиму. Если весь этот снег равномерно отложится на присклоновом леднике, то в южной части ледника ИГАН (длина 500 м) водозапас в отложенной толще снега составит 2000 мм, а на ледниках Оленьем и Медвежьем (средняя длина 250 м) — 4000 мм.

В связи с тем, что ледники Приполярного Урала расположены над уровнем моря выше ледников Полярного Урала, но южнее последних, величины снегонакопления и таяния на ледниках обоих районов примерно одинаковы. Лишь на некоторых, наиболее низко расположенных ледниках Приполярного Урала (ледники хр. Сабли) можно ожидать более высоких величин снегонакопления, превышающих снегонакопление на леднике Обручева примерно на 10—20%.

Глава IV

АБЛЯЦИЯ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ЛЕДНИКОВ

Процессы абляции — таяние и испарение снежного покрова и ледников определяются режимом поступления и расхода тепла, или тепловым балансом. Основной расход вещества ледников Урала происходит в теплое время года во время таяния, когда уравнение теплового баланса имеет следующий вид:

$$80 A = B + P + LE + xt - C, \quad (IV.1)$$

где $80 A$ — затраты тепла на таяние; B — радиационный баланс; P — турбулентный поток тепла вследствие теплообмена воздуха с поверхностью; LE — турбулентный поток тепла за счет испарения или конденсации (E — интенсивность, L — скрытая теплота испарения — конденсации); xt — поступление тепла с жидкими осадками, температура которых выше температуры поверхности ледника на t ; C — теплообмен поверхности ледника с нижележащими слоями льда.

В условиях Полярного Урала в летнее время основным процессом абляции является таяние и член $80 A$ — доминирующим членом уравнения в его расходной части. Количественные величины таяния и их изменение в течение лета в каждой точке поверхности ледника зависят от соотношения остальных членов теплового баланса, главным образом B , LE и P [6, 190, 191, 193].

В период таяния значения C и xt оказываются незначительными. Величина теплообмена поверхности тающих ледников на Урале с нижележащими слоями не превышает 3—5% от затрат тепла на таяние [316]. Приток тепла, обусловленный осадками, также оказывается мал. Количество жидких осадков на ледниках составляет в среднем 300 мм. Они имеют температуру в среднем около $+10^\circ$, следовательно, xt составляет всего 1—2% от суммы затрат тепла на таяние. Совместное влияние обоих рассмотренных факторов приводит к потере тепла тающей поверхностью, количество которого составляет 1—4% от суммарного теплоситохода. Летом на Полярном Урале радиационный баланс в суммарном суточном выражении всегда положителен. Температура воздуха, за исключением нескольких коротких промежутков времени, также положительна. В приземном слое воздуха над ледником в период таяния постоянно наблюдаются температурные инверсии и турбулентный поток тепла направлен к поверхности ледника. Поэтому B и P постоянно входят в приходную часть уравнения теплового баланса.

В летнее время с тающей поверхности может происходить как испарение, так и конденсация. В зависимости от направления процесса влагообмена LE входит в уравнение с разным знаком. Если имеет место конденсация ($-LE$), то вся сумма тепла, образующегося за счет солнечной радиации и турбулентных потоков тепла и влаги, расходуется на таяние. Если имеет место испарение ($+LE$), тепло, поступающее за счет солнечной радиации и турбулентного теплообмена, расходуется на таяние и испарение. В последнем случае процесс абляции существенным образом корректируется. Как известно, теплота испарения льда в 8,5 раза больше теплоты таяния, поэтому во время испарения интенсивность таяния значительно уменьшается и, несмотря на то, что убыль вещества ледника происходит одновременно по двум каналам, сумма абляции оказывается меньше, чем при одном только таянии.

Многообразие погодных условий, обуславливающих интенсивность и режим таяния, рассмотренное совместно с изменениями теплового баланса на поверхности ледника, позволяет установить общие закономерности таяния ледников Урала. В период абляции коротковолновая радиация проникает в лед и расходуется в нем на прогревание или таяние. В свою очередь радиационные свойства льда, его структура и влажность определяются таянием под действием не только солнечных лучей, но и теплоты воздуха и конденсации. Поэтому употребляемое в настоящей работе выражение «тепловой баланс поверхности ледника» следует понимать применительно к некоторому верхнему слою льда ледника.

1. АБЛЯЦИЯ И МЕТОДЫ ЕЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Абляция поверхности A является тем членом, который связывает между собой уравнения теплового и вещественного (водного) баланса поверхности. При экспериментальных исследованиях величина абляции является основной для анализа других составляющих теплового баланса и установления их зависимостей от определяющих факторов. При инженерных расчетах эта величина рассматривается как искомая функция, определяемая на основании полученных зависимостей.

Величина абляции на ледниках и снежниках измерялась различными методами в зависимости от конкретных условий и задач. При измерении абляции поверхности снега и фирна использовались в основном разрезы снежно-фирновой толщи до грунта или до льда. В отдельных случаях (мощные снежники, фирновые бассейны ледников) разрез заканчивался в слое старого очень плотного фирна, объемный вес и влагосодержание которого практически не изменялись в течение лета. Объемный вес фирна измерялся по разрезам один раз в пентаду. Было установлено, что со второй половины июля объемный вес фирна мало изменяется во времени, кроме поверхностного слоя толщиной 5—10 см. В этот период достаточно точные данные об абляции фирна за пентаду могут быть получены не только по разрезам, но и по рейкам. Вопрос о короткопериодических измерениях абляции фирна довольно сложный. В этом случае помимо изменения эпюры объемного веса фирна необходимо иметь также изменение эпюры влагосодержания. Калориметрическим методом нам удалось провести лишь эпизодические измерения влагосодержания фирна. Было установлено, что наибольшее влагосодержание фирна (10—15%) относится к верхнему слою толщиной до 20 см, которое наблюдается в середине дня. В период суточного температурного минимума влагосодержание фирна обычно наименьшее и составляет лишь несколько процентов (разумеется, при отсутствии жидких осадков). Таким образом, при интенсивном таянии фирна и проведении измерений объемного веса в ночные часы возможно получение достаточно точных величин абляции поверхности за сутки.

В качестве контрольного метода, подтверждающего это положение, мы использовали измерение величины водоотдачи поверхностного слоя фирна лизиметром. Он представлял собой воронку диаметром около 20 см, углубленную в фирн на 20—25 см. На этой глубине проникающая в фирн радиация мала, и поэтому дополнительным таянием от прогрева лизиметра можно пренебречь. Углубление лизиметра производилось сбоку, чтобы не нарушать структуру поверхности фирна. В фирне над лизиметром тонким ножом делался разрез по контуру воронки. Эта операция, как показали исследования при помощи красителей, полностью исключает приток или отток воды из цилиндрического образца над лизиметром. При интенсивности таяния более 50 мм за сутки данные лизиметра с точностью до нескольких процентов соответствовали данным изменения водозапаса в толще фирна и с точностью до 10% — речным данным о понижении поверхности, умноженным на средний объемный вес фирна. С уменьшением интенсивности таяния, особенно при наличии прямой радиации, ошибки речного метода резко возрастали.

Абляция поверхности льда на ледниках измерялась речным методом и при помощи стоковых площадок. Так же как и при измерении абляции фирна, речный метод дает точность измерения суточной абляции льда до 10% лишь при интенсивном таянии (более 50 мм за сутки) и отсутствии радиационного разрыхления верхнего слоя льда. Речный метод измерения в условиях зоны абляции ледника имеет еще один специфический источник ошибки, который необходимо учитывать.

При пробуривании скважины для установки рейки в ней постепенно накапливается вода. Если вблизи от поверхности имеется слой льда с отрицательными температурами, то после установки рейки вода в скважине постепенно замерзает и рейка выпучивается. Как показали проведенные нивелировки и измерения абляции по «свежезабуренным» и «старым» рейкам, выпучивание составляет в среднем 5 см за первые сутки и 1—2 см за все последующие. Для устранения этой ошибки отсчеты по ледовым рейкам за 1—2 суток после забуривания обычно браковались. Пропуск в отчетах восстанавливался по соседним «старым» рейкам. Точность суммарных за лето величин абляции фирна и льда, полученных речным методом, высокая. Сравнение величины абляции льда за лето по рейкам (при двукратном перебуривании) и по электропроводу, забуренному в лед до глубины 25 м, показало, что расхождение не превышает 2—3% при толщине стаявшего слоя 1,5—2 м. Толщина стаявшего слоя льда умножалась на объемный вес монолитного льда под слоем разрыхления, равный 0,86 г/см³. Максимальная ошибка этого измерения не превышала 2—3%. Таким образом, средняя погрешность измерения суммарной за лето абляции льда не больше 5%.

Стоковые площадки на языках ледников ИГАН и МГУ представляли собой прямоугольные участки поверхности льда, ограниченные со всех сторон двойным рядом желобов, прорубленных во льду. Внутренние желоба сходились внизу к короткому сливному желобу. Расход воды через него определялся объемным методом обычно через час. Объективно оценить точность измерений этим методом затруднительно, так как неизвестна величина потока воды, фильтрующейся внутри льда в обход замыкающего створа. По-видимому, все же точность достаточно высокая, особенно при интенсивном таянии.

Таяние на Полярном Урале начинается примерно в середине июня и заканчивается в конце августа — начале сентября (табл. 25). В 1962 г. таяние продолжалось до 22 сентября. В течение лета 1—3 раза проходят снегопады, сопровождающиеся похолоданиями, которые сокращают период абляции на 6—9 дней. Однако в отдельные годы в летнее время снегопадов может и не быть (например, в 1961 г.).

Суммарная абляция на леднике ИГАН в районе метеоплощадки

Год	Полный период абляции	Период летних снегопадов	Число дней с летними снегопадами	Число дней абляции*	Суммарная абляция, мм слоя воды
1958	12.VI—23.VIII	1.VII—8.VII	8	65	1700
1959	15.VI—8.IX	30.VI—1.VII 17.VIII—23.VIII	9	77	3630
1960	17.VI—8.IX	7.VIII—12.VIII	6	78	2900
1961	20.VI—1.IX		0	74	3000
1962	25.VI—22.IX	7.VIII 19.VIII—21.VIII 23.VIII—26.VIII	8	82	3800
1963	16.VI—31.VIII	9.VII—11.VII 29.VII—30.VII 1.VIII—2.VIII	7	70	3650
Среднее	—	—	6	74	3110

продолжение

Год	Период абляции сезонного снежного покрова	Абляция сезонного снежного покрова, мм слоя воды	Период абляции льда	Абляция льда, мм слоя воды	Среднесуточная интенсивность абляции**, мм слоя воды
1958	12.VI—21.VII	550	22.VII—23.VIII	1150	26
1959	15.VI—19.VII	1730	20.VII—8.IX	1900	48
1960	17.VI—16.VII	1130	17.VII—8.IX	1770	37
1961	20.VI—1.VIII	1850	2.VIII—1.IX	1150	41
1962	—	1760	—	2040	46
1963	—	1050	—	2600	52
Среднее	—	1320	—	1800	44

* Число дней абляции получено вычитанием числа тех дней, когда на леднике лежал снег от летних снегопадов.

** Среднесуточная интенсивность абляции получена делением суммарной абляции на число дней абляции.

В среднем за 6 лет наблюдений число дней таяния составило 74. Эта величина устойчива и изменяется максимум на 9 дней, что составляет 12% от числа дней таяния. Самый короткий период таяния — 65 дней — наблюдался в 1958 г., наиболее продолжительный — 82 дня в 1962 г. За период таяния суммарная абляция в среднем за 6 лет составила 3040 мм снега и льда в слое воды. Минимальной абляция была в 1958 г. — 1700 мм, максимальной в 1963 г. — 3800 мм. Около 47% слоя абляции образуется таянием сезонного снега, аккумулирующегося на языке ледника за зиму, и примерно 53% — за счет стаивания льда ледника. Сезонный снег в районе метеоплощадки стаивает полностью примерно в середине или конце июля. Таким образом, таяние льда ледника происходит в течение одного — полутора месяцев. Средняя за шесть лет наблюдений суточная интенсивность таяния составила 41 мм, минимальная — 26 мм в 1958 г., максимальная — 52 мм в 1963 г. Среднесуточная интенсивность таяния сезонного снега и льда ледника в среднем одинакова. В отдельные годы (1959, 1961) среднесуточное таяние во время схода сезонного снега выше, чем последующая интенсивность таяния обнажившегося льда ледника.

Сравнение с данными по стаиванию ледников в других районах СССР показывает, что ледники Урала тают не менее интенсивно, чем средне-

азиатские ледники, расположенные на высоте 3600—3800 м (например, участок языка ледника Федченко [196]). В то же время интенсивность стаивания на Полярном Урале оказывается выше, чем на ледниках Сунтар-Хаята, несмотря на то, что последние находятся на 6° южнее.

2. РАДИАЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ ТАЯНИЯ

Уравнение радиационного баланса имеет следующий вид:

$$B = (S' + D)(1 - A_k) - E_* \quad (IV.2)$$

где B — радиационный баланс; S' — прямая радиация; D — рассеянная радиация; A_k — альbedo; E_* — эффективное излучение. Первый член правой части уравнения

$$(S' + D)(1 - A_k) = B_k \quad (IV.3)$$

где B_k — баланс коротковолновой радиации или поглощения радиации $(S' + D) = Q$, где Q — суммарная радиация.

Второй член правой части уравнения $E_* = \delta E - E_a$, где δE — длинноволновое излучение подстилающей поверхности, E_a — встречное излучение атмосферы.

Радиационный баланс на ледниках Полярного Урала рассматривается в порядке изложения факторов, определяющих интенсивности и суточные суммы его составляющих.

Прямая радиация

Интенсивность прямой солнечной радиации на ледниках определяется высотой солнца, прозрачностью атмосферы, облачностью, ее количеством и разновидностью. В условиях ледников на инсоляцию большое влияние оказывают также уклон и экспозиция поверхности, а также закрытость горизонта склонами каров и ледниковых долин. На интенсивность прямой солнечной радиации большое влияние оказывает относительно высокая прозрачность атмосферы в данном районе. В ясные солнечные дни коэффициент прозрачности при массе атмосферы $m=2$, как правило, выше 0,75, достигая в отдельные дни 0,90.

Показателем прозрачности атмосферы может быть фактор мутности [260, 345, 154], который характеризует сумму следующих факторов: молекулярное рассеивание, поглощение и рассеяние радиации водяными каплями (влажная мутность), поглощение и рассеяние пылью и каплями воды (остаточная мутность). Было установлено, что для периода таяния ледника МГУ за 1959 г. фактор мутности равен 2,87, влажная мутность — 0,74 и остаточная мутность — 1,13.

Сопоставление этих данных с аналогичными характеристиками для района Ленинграда (г. Павловск) [154] показывает, что полученный фактор мутности для Полярного Урала ниже, чем для Павловска, тогда как остаточная мутность больше. Понижение фактора мутности на Полярном Урале происходит за счет снижения влажной мутности в 1,5 раза по сравнению с Павловском. Очевидно, такое соотношение составляющих фактора мутности следует объяснить двумя обстоятельствами. Абсолютная влажность воздуха в Павловске, находящемся не только южнее, но и много западнее, выше, чем на Полярном Урале. Соответственно выше и влажная мутность, являющаяся функцией абсолютной влажности воздуха. Более высокое значение остаточной мутности на Полярном Урале, чем в Павловске, объясняется разницей в содержании частиц пыли в воздухе. В горах, подверженных интенсивным процессам выветривания, оно оказывается выше, чем в окруженном лесами Павловске.

Повышение прозрачности атмосферы с увеличением высоты над уровнем моря обуславливает высотный градиент прямой солнечной радиации. По данным синхронных актинометрических наблюдений на метеостанции Б. Хадата (232 м над ур. моря) и метеостанции на леднике ИГАН (850 м над ур. моря) градиент прямой радиации составляет 0,015—0,030 кал/см²·мин на 100 м. Эта величина оказывается в 1—6 раз больше, чем на леднике Федченко [196] в диапазоне высот 3000—4000 м, что хорошо объясняется небольшими высотами Полярного Урала над ур. моря. В то же время измеренный градиент прямой радиации согласуется со значением фактора мутности.

Таблица 26

Экспозиция и уклоны поверхности основных ледников
Полярного Урала

Ледник	Экспозиция	Уклон, град			Тип ледника
		фирновая область	средняя часть языка	концевая часть языка	
Лепехина	С	25—30	7—15	2—5	Каровый
Ковальского	С	25—30	5—7		»
Хабакова	СВ	30—40	10—5		»
ИГАН	ВСВ	30—35	8—12	12—15	Карово-долинный
Берга	ВСВ	20	5—8	10—18	Каровый
Шумского	ВСВ	20—35	10—15	30—35	»
МГУ	В	15—45	3—5	12—15	Карово-долинный
Чернова	В	25—30	7—10	20—25	Каровый
Алешкова	ВЮВ	35	10		»

Интенсивность прямой солнечной радиации на поверхность ледников Урала определяется также крутизной и экспозицией склонов и высотой солнца на данной широте.

Максимальная высота солнца на Полярном Урале равна 46°, а продолжительность солнечного сияния в июле-августе 21—16 час. Вследствие большой продолжительности дня склоны ССВ, СВ, ССЗ и СЗ экспозиции освещаются солнцем даже рано утром и поздно вечером. Однако невысокое положение солнца над горизонтом обуславливает большие различия в поступлении прямой солнечной радиации на горизонтальные и перпендикулярные поверхности. Так, в середине июня на горизонтальную поверхность в утренние и вечерние часы поступает 15%, а в полдень 67% от прямой радиации на перпендикулярную поверхность.

Высота солнца и продолжительность дня обуславливают различия в поступлении прямой солнечной радиации на поверхности с разными уклонами и ориентацией. Все ледники Полярного Урала ориентированы в основном на В, С, СВ, ЮВ и ВЮВ (см. гл. I). Экспозиции склонов других румбов имеются только в микрорельефе. Наибольшее число ледников экспонировано на восток [284].

Для фирновой зоны ледников характерны сравнительно большие уклоны (от 20 до 40°). Уклоны основной части языка для большинства ледников составляют от 5 до 15°. Реже встречаются ледники с уклонами языков меньше 5°. Уклоны концевых частей языков, как правило, круче средних частей и составляют около 15—20° (табл. 26).

В результате подсчета суточных сумм прямой радиации (подсчеты проводились по формулам Гордова [81] без учета закрытости горизонта), поступающей на различно ориентированные поверхности ледников, было установлено, что на фирновые области с уклонами поверхности 15—30°, ориентированные на север, приходится всего 10—20% от облу-

чения горизонтальной поверхности. На фирновые области с теми же уклонами поверхности, но ориентированными на восток, поступает 80—50% радиации. Поступление прямой радиации на средние части языков, уклоны поверхности которых обычно не превышают 15°, составляет около 60% при ориентации ледника на север и 90% при ориентации на

Таблица 27

Зависимость суточной суммы прямой солнечной радиации, (в %), поступающей на ледники Полярного Урала при безоблачном небе за июль-август, от крутизны и экспозиции склонов

Экспозиция	Уклон, градс					
	15	30	45	60	75	90
С	60	20	10	0	0	0
В	90	90	50	50	50	50
Ю	116	118	123	120	100	80
З	80	60	60	30	20	

восток суточной суммы прямой радиации на горизонтальную поверхность ледника (табл. 27).

Интересной особенностью радиационного режима ледников Полярного Урала является то, что суточные суммы прямой радиации, поступающие на поверхности с уклонами более 45° и ориентированные на юг, больше, чем на поверхности ледников Средней Азии примерно на 27%. Поверхности ледников Полярного Урала и Средней Азии южной экспозиции с уклонами 45° получают одинаковое количество прямой радиации (~520 кал/см²·сутки), тогда как на поверхности ледников Полярного Урала с уклонами менее 45° прямой радиации поступает примерно на 34% меньше, чем на ледники Средней Азии.

На величину прямой радиации влияют не только приведенные выше факторы, но и степень закрытости горизонта. Вследствие незначительных размеров уральских ледников (ширина каров 400—1000 м) и превышения бровок каров над их поверхностью (на 100—500 м) закрытость горизонта составляет от 15 до 60°.

Возможная продолжительность солнечного сияния на ледниках СВ, ВСВ и В экспозиции изменяется от 7 до 16 час в начале июля. В наиболее благоприятных условиях оказываются ледники ИГАН, МГУ, Долгушина, а также многие каровые ледники (МГГ, Боча, Хабакова и др.). На большинстве ледников Полярного Урала возможная продолжительность солнечного сияния (в начале июля) составляет 15—16 час, а суточная сумма прямой радиации — 90—94% от радиации на открытую поверхность. На небольших ледниках ВСВ экспозиции с крутыми и высокими склонами кара, возможная продолжительность солнечного сияния сокращается до 7—8 час. Так, например, на ледниках Шумского и Берга солнце появляется в 2—4 часа, а в 9—12 час уже исчезает. Суточная сумма прямой радиации, поступающая на такие ледники, составляет только половину или даже четверть от прямой радиации на открытое пространство.

Ледники северной экспозиции — Лепехина, Ковальского, Карский, Парус — обычно небольших размеров с высоко поднимающимися склонами каров. Закрытость горизонта с юга достигает 50°. В начале июля, т. е. при хороших условиях освещенности, когда день только начинает убывать, возможная продолжительность солнечного сияния составляет от 3 до 12 час. В зависимости от продолжительности освещенности лед-

ников солнцем суточная сумма прямой радиации составляет от 3 до 70% от радиации на открытое пространство.

Максимальная величина прямой радиации на горизонтальную поверхность при наибольшей высоте солнца (46°) не превышает $1 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. На леднике МГУ, например, прямая радиация за все солнечные дни периода таяния имела следующие средние значения:

Часы	6,30	9,30	12,30	15,30	18,30
кал/см ² ·мин	0,35	0,86	0,92	0,68	0,26

В ясные дни, количество которых летом на ледниках Полярного Урала не превышает 10—20%, прямая радиация имеет правильный суточный ход с некоторым смещением максимума в дополуденное время, что связано с меньшей влажностью и запыленностью воздуха. В дни с переменной облачностью, составляющие 30—40% периода таяния, на величину инсоляции большое влияние оказывает вид и количество облачности. При верхней облачности 10 баллов интенсивность прямой радиации уменьшается более чем в 2 раза при высоте солнца $25\text{—}30^\circ$ и на $15\text{—}30\%$ при максимальных высотах солнца по сравнению с радиацией при безоблачном небе (рис. 50). Сравнение этой зависимости с аналогичными зависимостями, построенными для других ландшафтов (см. гл. II), показывает малую ее изменчивость во времени и пространстве.

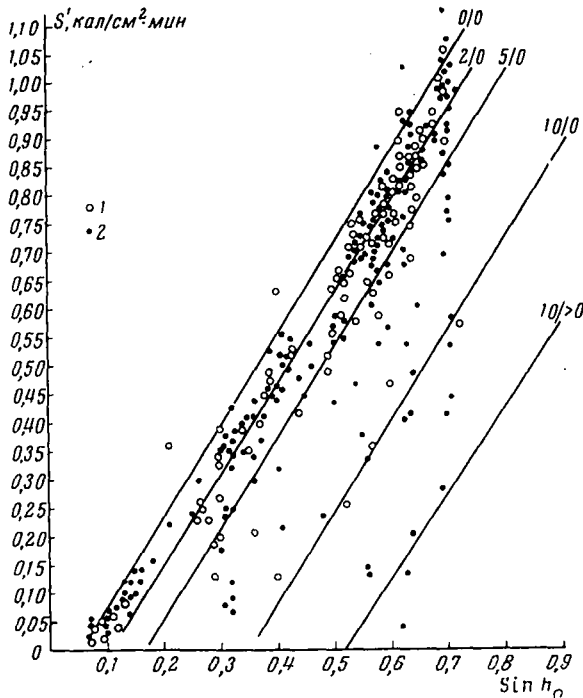


Рис. 50. Зависимость прямой солнечной радиации (S') от высоты солнца ($\sin h_{\odot}$) и облачности
1 — 1958 г., 2 — 1959 г.

В целом за период таяния продолжительность солнечного сияния из-за облачности в 1,5—2,0 раза ниже возможной (рис. 51).

В безоблачные дни суточные суммы прямой солнечной радиации составляют в среднем за июль-август 480 кал/см^2 . С появлением облачности верхнего яруса суточные суммы уменьшаются в среднем на 21%, при облачности верхнего и нижнего яруса — на 52%.

На леднике МГУ за счет прямой солнечной радиации в ясный день стаивало 36 мм льда в сутки (в мм слоя воды), в дни с верхней облачностью — 28 мм, а в дни с верхней и нижней облачностью — 17 мм. В июне, в период максимального прихода солнечной радиации (600 кал/см²·сутки), таяние составляло лишь 26 мм/сутки, так как по-

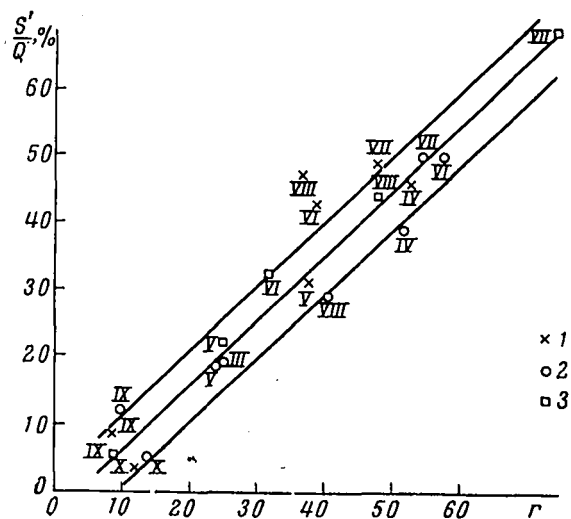


Рис. 51. Зависимость доли прямой радиации (S'/Q) от относительной продолжительности солнечного сияния ($r = \frac{A}{B} \cdot 100\%$)

A — действительная, B — возможная продолжительность солнечного сияния в летний период.

Цифры у точек — месяцы. 1 — 1958 г., 2 — 1959 г., 3 — 1961 г.

верхность ледников в это время покрыта фирном, альbedo которого порядка 50% (на 10—20% больше альbedo поверхности льда).

Месячная сумма стаивания в мм слоя воды на леднике ИГАН за счет прямой солнечной радиации от года к году и в отдельные месяцы весьма различна (табл. 28). Следует иметь в виду, что в таблице приведены суммы прямой солнечной радиации и величины стаивания лишь за период абляции (см. табл. 25); например, в июне число дней с абляцией меняется от года к году от 19 до 6. Приведенные в табл. 28 данные меньше величин прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность в среднем на 10%, так как поверхность ледника ИГАН в районе метеоплощадки имеет С—СВ экспозицию и уклон 11°.

Рассеянная радиация

На интенсивность рассеянной радиации оказывает большое влияние облачность. Однако установить функциональные зависимости между интенсивностью рассеянной радиации и величиной облачности весьма трудно. Это связано с тем, что на интенсивность рассеянной радиации оказывает влияние не только величина, но и вид облачности. При безоблачной погоде суточная сумма рассеянной радиации составляет около 10% от прямой радиации. С появлением облачности верхнего яруса интенсивность рассеянной радиации возрастает почти в 2 раза. Увеличение нижней облачности до 5—6 баллов повышает интенсивность рассеянной радиации более чем в 2 раза, но при дальнейшем увеличении облачности интенсивность радиации понижается и при сплошной облачности 10/10 (слоисто-дождевой) интенсивность ее равна интенсивности радиации

при безоблачной погоде (рис. 52). На леднике МГУ при различной облачности наблюдались следующие средние суточные суммы рассеянной радиации ($\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сутки}$):

Безоблачно	48	Облачность верхнего и нижнего яруса	108
Облачность верхнего яруса	84	Пасмурно	48

В отдельные дни суточные суммы рассеянной радиации на леднике МГУ достигали $400 \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сутки}$.

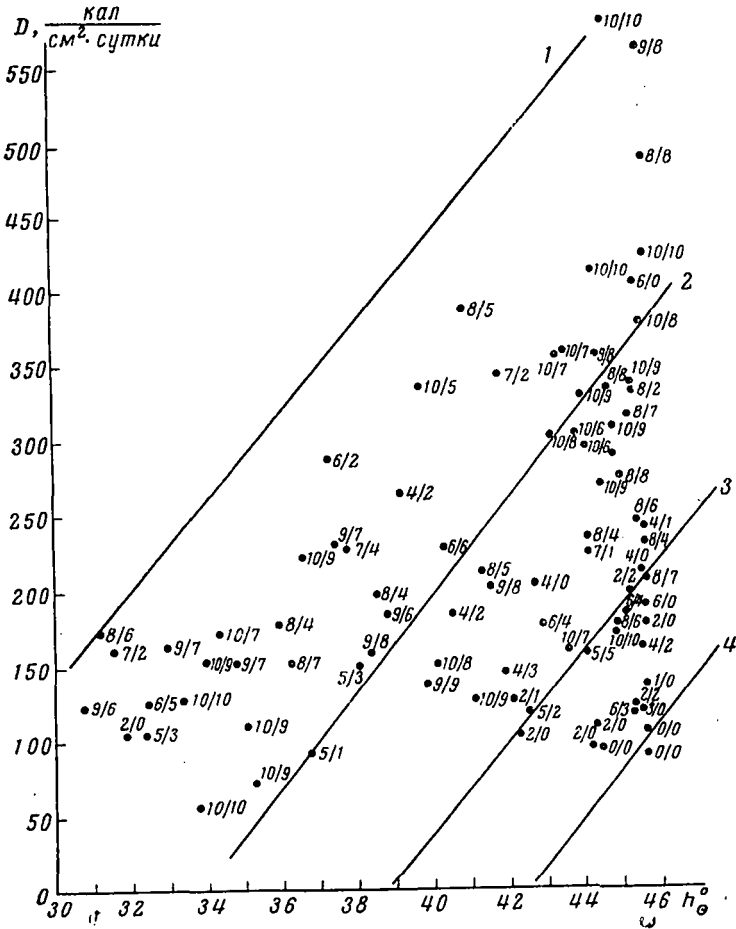


Рис. 52. Зависимость суточных сумм рассеянной радиации D от высоты солнца h_{\odot} и нижней облачности N_n (в долях единицы)
 Цифры у точек — облачность в баллах: 1 — $N_n = 1,0$, 2 — $N_n < 0,7$, 3 — $N_n < 0,5$, 4 — $N_n = 0,0$

Из табл. 29 видно, что месячные суммы рассеянной радиации на леднике ИГАН за период абляции могут существенно меняться от года к году в зависимости от условий погоды. Так, в июле и августе 1958 г. приход рассеянной радиации и слой стаивания в мм слоя воды почти в 1,5 раза меньше, чем в 1959 г.

Величины таяния на леднике ИГАН за счет прямой солнечной радиации

	1958 г.*			1959 г.			1960 г.**			1961 г.			1962 г.***			1963 г.		
	S' , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	S' , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	S' , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	S' , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	S' , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	S' , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды
Июнь	—	—	—	6,22	50	389	—	—	—	2,45	58	129	1,28	85	24	4,40	56	242
Июль	6,04	46	408	6,32	40	473	4,55	29	404	11,63	50	727	7,93	38	614	7,04	38	545
Август	2,84	40	213	3,40	29	302	4,26	34	350	3,42	35	278	0,74	34	61	2,20	38	170
За период наблюдений	8,88	43	621	15,94	41	1164	8,81	32	754	17,50	47	1134	9,95	41	699	13,64	42	947

* Наблюдения с 8 июля. ** Наблюдения с 14 июля. *** Наблюдения до 25 августа.

Величины таяния на леднике ИГАН за счет рассеянной радиации

	1958 г.*			1959 г.			1960 г.**			1961 г.***			1962 г.			1963 г.		
	D , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	D , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	D , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	D , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	D , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды	D , ккал/см ²	$A_{\text{к}}$, %	A , мм слоя воды
Июнь	—	—	—	3,49	50	218	—	—	—	2,92	58	153	0,20	85	38	3,60	56	198
Июль	4,31	46	290	6,14	40	461	3,85	29	342	5,34	50	334	5,63	38	436	6,61	38	513
Август	3,22	40	242	4,34	29	385	3,64	34	300	4,08	35	331	3,66	34	302	3,92	38	304
За период наблюдений	7,53	43	532	13,97	41	1064	7,49	32	642	12,34	47	818	9,49	41	776	14,13	42	1015
Среднесуточное стаявание за счет рассеянной радиации, мм	—	—	11	—	—	14	—	—	13	—	—	12	—	—	13	—	—	13

* Наблюдения с 8 июля. ** Наблюдения с 14 июля. *** Наблюдения до 25 августа.

Суммарная радиация

Основным фактором, определяющим интенсивность суммарной солнечной радиации на леднике при прочих равных условиях (высота солнца, прозрачность атмосферы), является облачность. Суммарная радиация оказывается наибольшей в безоблачные дни и в дни с небольшой облачностью верхнего яруса; в последнем случае уменьшение прямой солнечной радиации компенсируется увеличением рассеянной. С увеличением облачности верхнего и нижнего ярусов суммарная радиация значительно уменьшается. При облачности нижнего яруса 10—8 баллов интенсивность суммарной радиации уменьшается в среднем в 2 раза по сравнению с радиацией при таком же количестве облачности, но только верхнего яруса. В табл. 30 приведены величины интенсивности суммарной радиации на леднике МГУ при различной облачности.

Таблица 30

Средняя интенсивность суммарной радиации на леднике МГУ ($кал/см^2 \cdot мин$) в июле-августе 1959—1960 гг.

Характер облачности	Ч а с ы				
	7	10	13	16	19
Безоблачно	0,41	0,88	0,93	0,65	0,15
Облачность верхнего яруса	0,42	0,80	0,81	0,22	0,08
Облачность верхнего и нижнего ярусов . .	0,33	0,66	0,70	0,39	0,08

В пасмурную погоду суммарная радиация при наличии снежного покрова должна, по мнению М. С. Аверкиева [2], увеличиваться за счет вторичного отражения. Однако на горном плато Полярного Урала, покрытом снегом, альbedo поверхности которого равнялось 60%, и в долининной тундре, где альbedo подстилающей поверхности было равно 13%, величина суммарной радиации оказалась неизменной. В ясные дни при таком же различии альbedo подстилающих поверхностей интенсивность суммарной радиации оказывается выше на горном плато, чем в долининной тундре, в среднем на $0,03 кал/см^2 \cdot мин$. Это же различие сохраняется и после схода снега, когда альbedo плато и долининной тундры одинаково. Высотный градиент суммарной радиации в среднем равен $0,006 кал/см^2 \cdot мин$ на 100 м, т. е. он в несколько раз меньше градиента прямой радиации. Такое выравнивание интенсивности суммарной радиации обусловлено изменениями рассеянной радиации, которая в противоположность прямой с уменьшением высоты над уровнем моря увеличивается и в некоторой степени компенсирует ослабление прямой.

Высотное положение ледников Урала определяет относительно малое значение изменения суммарной радиации с высотой в их радиационном балансе по сравнению с такими факторами, как экспозиция и уклон поверхности, затененность стенками каров, влияние облачности и альbedo и т. д.

Наибольших значений суммарная солнечная радиация достигает при безоблачном небе. Максимум наблюдался при облачности $\frac{10}{8}$ на леднике ИГАН 24 июня 1959 г. в 12 час 30 мин и составил $1,43 кал/см^2 \cdot мин$. Максимальные суточные суммы суммарной радиации наблюдались в безоблачные дни: по данным наблюдений на леднике МГУ максимальной величины ($870 кал/см^2 \cdot сутки$) суммарная радиация достигала 9 июля 1959 г. В связи с тем, что на Полярном Урале безоблачная погода наблюдается относительно редко, средние суточные величины

суммарной радиации в 1,5—2 раза оказываются меньшими, чем максимальные. Минимальные суточные суммы суммарной радиации, отмечающиеся в дни с развитием сплошной облачности нижнего яруса, равны 50—150 $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сутки}$.

На рис. 53 приведена зависимость суммарной суточной радиации на леднике ИГАН от общей облачности в период абляции в 1958—1961 гг. Зависимость, представленная на рисунке, может быть выражена в виде следующего уравнения:

$$Q_N = 630(1 - 0,73 N^2), \quad (\text{IV.4})$$

где Q_N — суммарная радиация при данной облачности, $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сутки}$; 630 — средняя за периоды абляции величина суточной суммы суммарной радиации при безоблачном небе; 0,73 — коэффициент, показывающий долю суммарной радиации, которая поглощается сплошной облачностью (получен по данным наблюдений); N — общая облачность в среднем за сутки. Полученная зависимость позволяет определять суточную суммарную радиацию по общей облачности со средней ошибкой 20%. При сплошной облачности и наименьших суточных суммах суммарной радиации (порядка 170 $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сутки}$) ошибка определения возрастает до 40%.

Как следует из рис. 53, зависимость суммарной радиации от общей облачности различна при малооблачной и пасмурной погоде: в первом случае с увеличением облачности суточная сумма суммарной радиации уменьшается медленнее, чем во втором (крайняя, правая часть кривой на рис. 53). В среднем величина суммарной радиации при пасмурной погоде примерно в 3 раза меньше последней при малооблачной или ясной погоде. Представляет интерес коэффициент 0,73 в выражении (IV. 4), оказавшийся весьма близким к величине, которая дается В. С. Самойленко [257] для этих районов.

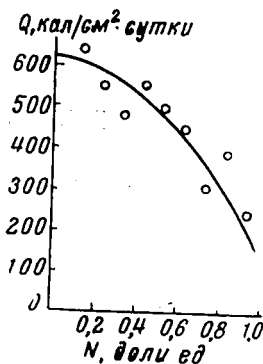


Рис. 53. Зависимость суточной суммы суммарной радиации (Q) на леднике ИГАН от общей облачности (N)

Таблица 31

Месячные суммы и среднесуточные величины суммарной радиации ($\text{ккал}/\text{см}^2$) и облачности (в баллах) на леднике ИГАН за период абляции

	1958 г.*	1959 г.	1960 г.**	1961 г.***	1962 г.	1963 г.
Июнь	—	9,7	—	5,4	1,5	8,0
Июль	10,4	12,5	8,4	17,0	13,6	13,6
Август	6,1	7,7	7,9	7,5	4,7	6,1
За период наблюдений	16,5	29,9	16,3	29,9	19,8	27,7
Суммарная среднесуточная радиация	0,35	0,39	0,33	0,45	0,33	0,36
Облачность	7,4/6,4	7,6/5,4	—	8,1/4,1	8,1/6,7	8,1/6,7

* Наблюдения с 8 июля. ** Наблюдения с 14 июля. *** Наблюдения до 25 августа.

Соотношение между прямой и рассеянной радиацией значительно меняется в зависимости от погодных условий. В безоблачную погоду рассеянная радиация в среднем составляет 20% суммарной, что является показателем сравнительно интенсивного потока рассеянной радиации на ледниках Полярного Урала, обусловленного в конечном счете небольшой высотой над уровнем моря и значительной степенью рассеяния солнечной радиации. Во время погоды с переменной облачностью прямая и рассеянная радиации в среднем составляют по 50% от суммарной. Такая погода имеет наибольшую повторяемость в теплое время года. Часты также пасмурные дни, когда суммарная радиация равна рассеянной. В связи с этим в среднем за все периоды наблюдений на доли прямой и рассеянной приходится по 50% от суммарной радиации.

Как видно из табл. 31, суточные суммы суммарной радиации в разные годы в зависимости от условий погоды в течение периода абляции могут различаться примерно в 1,5 раза.

Поглощенная коротковолновая радиация

Этот вид радиации определяется величиной поступающей и отраженной коротковолновой радиации. Величина отраженной радиации зависит от ряда факторов, среди которых важнейшими являются степень загрязнения и шероховатость поверхности, высота солнца над горизонтом. За период абляции характер поверхности ледника меняется. В начале таяния на леднике лежит сезонный снег, альbedo поверхности которого равно в среднем около 65%. По мере таяния снега и появления фирна и льда альbedo их поверхностей снижается соответственно до 45 и 40%.

Альbedo поверхности льда ледников Урала за период таяния остается относительно постоянным (рис. 54), что отличает их от ледников

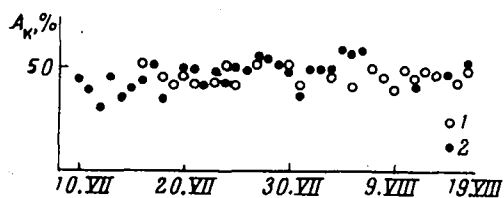


Рис. 54. Альbedo (A_k) ледника МГУ в районе метеоплощадки за периоды наблюдений 1959 г. (1) и 1960 г. (2)

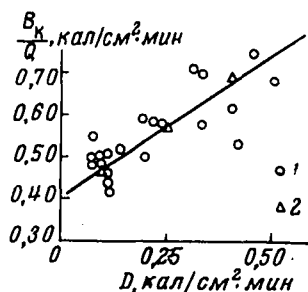


Рис. 55. Зависимость поглощенной радиации (B_k) при постоянной суммарной радиации (Q) от рассеянной радиации (D)

1 — данные срочных наблюдений; 2 — осредненные данные

Средней Азии [195], альbedo поверхности льда которых постепенно уменьшается. Сравнительно высокое альbedo ледников Полярного Урала и его малая изменчивость во времени объясняются главным образом характером таяния, которое в значительной степени осуществляется за счет турбулентного тепло- и влагообмена. В течение нескольких ясных дней на поверхности ледников образуется радиационная кора таяния; лед становится рыхлым и белым с большей отражательной способностью, чем голубой, гладкий лед.

В табл. 32 приводятся данные альbedосъемок на леднике МГУ, проведенных при ясной и пасмурной погоде. Как видно из таблицы, 13 августа 1959 г. после двух ясных солнечных дней альbedo поверхности ледника почти повсеместно повысилось на 3—4%. Однако такое увеличение

Альbedo различных частей ледника МГУ (в %) при пасмурной (29 июля и 10 августа 1959 г.) и ясной погоде (13 августа 1959 г.)

Дата	Части ледника										
	концевая часть языка						переходная к средней часть языка				
29 июля	32	22	36	42	43	Среднее 35	38	31	22	43	Среднее 34
10 августа	16	15	28	31	21	22	33	35	25	45	34
13 августа	7	32	23	30	19	22	53	31	22	48	38

Дата	Части ледника										
	средняя часть языка						фирновая зона				
29 июля	44	34	42	33	39	46	Среднее 40	47	37	46	Среднее 43
10 августа	36	40	57	38	20	46	40	57	23	42	41
13 августа	46	40	43	44	42	46	43	45	50	50	43

альbedo практически не ощутимо в суточных величинах стаивания за счет уменьшения коротковолновой солнечной радиации.

Повышение альbedo с появлением радиационной коры таяния происходит лишь в первые несколько дней ее образования. В дальнейшем пористая поверхность льда загрязняется, и его альbedo становится ниже, чем альbedo гладкого голубого льда. Во время теплой пасмурной погоды радиационная кора таяния стаивает и уносится поверхностным стоком. Этот процесс усиливается частыми дождями. Вместе со слоем рыхлого льда уносятся и загрязняющие частицы. Так как периоды ясных дней чередуются с пасмурными днями, радиационная кора таяния, образующаяся несколько раз в течение лета, стаивает и поверхность ледника периодически очищается.

При одинаковом поступлении суммарной радиации при ясной и пасмурной погоде величина поглощенной коротковолновой радиации может быть различной. В пасмурные дни с интенсивным таянием и преобладающим вкладом турбулентных потоков в тепловые затраты на абляцию поверхности ледника, как уже отмечалось, не образуется радиационной корки и альbedo оказывается несколько ниже, чем в ясные дни с радиационным типом таяния. При одинаковой интенсивности суммарной радиации изменение доли рассеянной радиации в ней является известным показателем характера погоды и типа таяния. Как видно из рис. 55, с увеличением рассеянной радиации D от 0,1 до 0,4 кал/см²·мин величина поглощенной радиации возрастает на 30%, а величина отношения поглощенной к суммарной коротковолновой радиации — от 0,45 до 0,75. Однако увеличение поглощенной радиации для таяния льда в дневное время не превышает обычно 5 мм в слое воды.

С увеличением прихода прямой солнечной радиации при одинаковых величинах альbedo поверхности ледников поглощенная коротковолновая радиация увеличивается (рис. 56). Однако в зависимости от характера погоды численные соотношения между поступлением прямой солнечной радиации и поглощенной коротковолновой радиацией оказываются

различными. Зависимость выражается семейством кривых для характерных соотношений суточных сумм прямой и суммарной солнечной радиации. Эти соотношения являются показателем облачности и погоды, изменяясь от 0,85 до 0,0 при переходе от ясной погоды к пасмурной.

В утренние часы альbedo на 15—20% выше, чем в дневные, когда его величина мало меняется. Эта закономерность хорошо согласуется с результатами, полученными К. С. Любомировой [201], наблюдавшей изме-

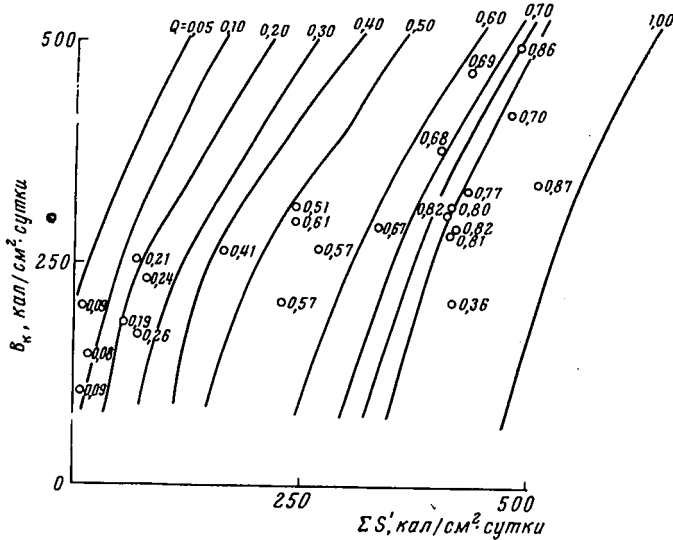


Рис. 56. Зависимость поглощенной радиации (B_k) от соотношения прямой (S') и суммарной радиации (Q) при одинаковом альbedo
Цифры у точек — соотношения S'/Q

нение альbedo льда на Эльбрусе в зависимости от угла падения солнечных лучей. По данным наблюдений на Эльбрусе альbedo повышается при увеличении угла падения солнечных лучей, начиная с 40° . В связи с этим можно предполагать, что на ледниках Урала (при прочих равных условиях) альbedo поверхности всегда выше, чем на ледниках Кавказа и Средней Азии.

Большое влияние на альbedo ледников и уменьшение их стаивания оказывают летние снегопады; за период абляции наблюдается 1—2 снегопада, которые приостанавливают абляцию на срок до 9 дней (см. табл. 25). С этими снегопадами связаны также похолодания до и после выпадения снега (перед холодным и за холодным фронтом). В результате таяние льда сокращается на 15—20% от слоя стаивания за весь период абляции.

Эта оценка получена следующим образом: средняя интенсивность стаивания за сутки равна 40—50 мм в слое воды. С начала снегопада и до конца таяния вновь образовавшегося снежного покрова таяние льда не происходит. Поэтому за это время (6—9 дней) сохраняется слой льда толщиной 250—400 мм.

На суммарную величину поглощенной коротковолновой радиации за весь период абляции и ее колебания от года к году оказывает также влияние продолжительность залегания сезонного снежного покрова, зависящая от величины зимней аккумуляции. Чем больше аккумуляция, тем дольше закрыта поверхность языковых частей ледников и, следовательно, меньше величина поглощенной коротковолновой радиации за счет большего альbedo фирна по сравнению с альbedo льда. В связи

с этим меньше вклад приходящей суммарной радиации в тепловые затраты на абляцию поверхности льда. Среднесуточные величины поглощенной радиации в период абляции фирна и льда в языковой части ледника ИГАН изменялись от 0,20 ккал/см² в 1958 г. до 0,23 ккал/см² в 1959 г. Этим величинам соответствовало стаивание слоя льда толщиной 24 и 29 мм (в слое воды) в сутки (в среднем за период абляции).

Стаивание за период июнь — август (в мм слоя воды) за счет поглощения коротковолновой радиации составляет от 1700 до 2200 мм в слое воды (табл. 33).

Таблица 33

Величины таяния A на леднике ИГАН за счет поглощенной коротковолновой радиации B_K

	1958 г.*		1959 г.		1960 г.**	
	B_K , ккал/см ²	A , мм слоя воды	B_K , ккал/см ²	A , мм слоя воды	B_K , ккал/см ²	A , мм слоя воды
Июнь	—	—	4,82	603	—	—
Июль	5,60	700	7,48	935	5,94	743
Август	3,62	453	5,43	679	5,19	650
За период наблюдений	9,22	1153	17,73	2217	11,13	1393
Среднее за сутки	0,20	25	0,23	29	0,23	28

	1961 г.***		1962 г.		1963 г.	
	B_K , ккал/см ²	A , мм слоя воды	B_K , ккал/см ²	A , мм слоя воды	B_K , ккал/см ²	A , мм слоя воды
Июнь	2,25	281	0,23	29	3,56	445
Июль	8,57	1070	8,36	1045	8,53	1066
Август	4,86	608	3,12	390	3,80	475
За период наблюдений	15,68	1959	11,71	1464	15,89	1986
Среднее за сутки	0,23	29	0,19	24	0,21	26

* Наблюдения с 8 июля. ** Наблюдения с 14 июля. *** Наблюдения до 25 августа.

На величину поглощенной коротковолновой радиации существенное влияние оказывает облачность. При увеличении общей облачности с 7 до 10 баллов стаивание за счет поглощенной радиации уменьшается более чем вдвое (табл. 34).

Таблица 34

Поглощенная коротковолновая радиация, затрачиваемая на таяние снежного покрова в языковой части ледника ИГАН при плотности 0,4 г/см³ и общей облачности от 7 до 10 баллов

Показатели	Общая облачность с преобладанием облачности нижнего яруса, баллы			
	10	9	8	7
Среднесуточная суммарная радиация, ккал/см ² ·сутки	0,140	0,225	0,300	0,375
Суммарная радиация с июня по август, ккал/см ² B_K при альбедо фирна 0,6, ккал/см ² ·сутки	12,9	20,7	27,7	34,5
B_K с июня по август, ккал/см ²	0,056	0,090	0,120	0,138
Возможный слой стаивания с июня по август за счет поглощенной радиации, мм слоя воды	5,2	8,3	4,0	12,7
	650	1040	1380	1590

Эффективное излучение

Эффективное излучение определялось по полуэмпирической формуле М. Е. Берлянда [31], полное выражение которой имеет следующий вид:

$$E_e = \delta \sigma T^4 (0,39 - 0,05 \sqrt{\omega}) (1 - CN^2) - 4\delta \sigma T^3 \Delta t, \quad (IV.5)$$

где E_e — эффективное излучение в $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$; δ — коэффициент излучения для льда, близкий к единице; σ — постоянная Стефана — Больцмана, равная $8,6 \times 10^{-11} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин} \cdot \text{град}$; T — температура воздуха на уровне 2 м в абсолютной шкале; ω — абсолютная влажность на уровне 2 м в мб; C — широтный коэффициент, для района исследований равный 0,79; N — общая облачность в долях от единицы; Δt — градиент температуры поверхности и воздуха на уровне 2 м.

Оценки эффективного излучения были произведены для ледника МГУ летом 1960 г. при различных типах погоды. Расчеты по формуле Берлянда позволяют дифференцировать сложный комплекс длинноволновых процессов и определить значение для эффективного излучения на ледниках Урала влажности воздуха, температурной инверсии, облачности.

Таяние ледников Урала происходит почти в течение всего лета круглосуточно. Поэтому температура на поверхности близка нулю, а собственное тепловое излучение ледников равно примерно $0,6 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Встречное излучение атмосферы, определяющееся наличием водяного пара и углекислого газа, сокращает излучение ледников до 20%, поэтому при изотермии и ясном небе эффективное излучение равно $0,12 - 0,11 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Благодаря постоянным температурным инверсиям, достигающим $5-10^\circ$ за различные периоды осреднения, эффективное излучение ледников при ясном небе снижается на 40—60% и составляет $0,07 - 0,04 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. В пасмурную погоду встречное излучение от атмосферы к поверхности ледника превышает длинноволновый поток от ледника и эффективное излучение получает отрицательный знак, составляя около $-0,02 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$.

Величина теплообмена со склонами кара была оценена по формуле, приводимой К. Я. Кондратьевым [155];

$$F_{\text{л}} = \delta \sigma (T_c^4 - T_r^4) \sin^2 \frac{\alpha}{2}, \quad (IV.6)$$

где $F_{\text{л}}$ — величина теплообмена горизонтальной поверхности со склоном; T_c и T_r — температура поверхности склона и горизонтальной поверхности в абсолютной шкале; α — уклон склона (в град).

Ледник МГУ в районе проведения актинометрических наблюдений имеет ширину 400 м. Склоны кара в районе языка очень крутые ($50-80^\circ$) и поднимаются на 100—130 м над поверхностью ледника. При расчетах было принято, что склоны кара, непосредственно влияющие на радиационный баланс ледника, составляют 24° закрытости горизонта, уклон стенок равен 70° , а температура их поверхности близка к среднесуточной температуре воздуха, наблюдаемой на леднике на уровне 2 м. Теплообмен со склонами кара всегда направлен к поверхности ледника. Во время ясной погоды эффективное излучение ледника положительно. За счет теплообмена со склонами кара оно сокращается при заданных условиях на несколько процентов утром и на 30% в полдень, когда нагревание склона кара, ориентированного на юг, достигает максимума. Во время пасмурной погоды, когда встречное излучение преобладает над излучением поверхности ледника, отрицательное эффективное излучение увеличивается за счет теплообмена со склонами кара на 10—20%.

При расчетах суточных сумм теплообмена принималось, что температура поверхности склонов равна среднесуточной температуре воздуха

над ледником. Представляет интерес определить величину теплообмена при оптимальных условиях, т. е. в ясный день в полдень, когда склон кара, экспонированный на юг, сильно нагревается и температура его становится значительно выше среднесуточной температуры воздуха над ледником. Если предположить, что температура поверхности южного склона кара в полдень равна $+20^{\circ}\text{C}$, то теплообмен с поверхностью ледника составит $-0,05 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Эта величина равна по значению рассчитанной величине эффективного излучения поверхности ледника, но имеет обратный знак.

Следовательно, вполне возможно, что днем во время ясной погоды положительное эффективное излучение ледника будет полностью компенсироваться теплообменом со склонами кара, а при еще большем увеличении температуры на поверхности склона кара эффективное излучение ледника станет отрицательным.

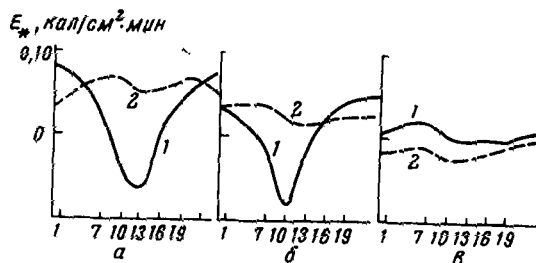


Рис. 57. Суточный ход эффективного излучения (E_e) по данным балансомера (1) и по формуле Берлянд с поправкой на теплообмен со склонами кара (2) в среднем за период ясных (а), облачных (б) и пасмурных (в) дней

Необходимо отметить в то же время, что величина теплообмена ледника со склонами кара, равная $0,05 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$, составляет всего лишь 6% от баланса коротковолновой радиации, который в полдень при безоблачной погоде имеет значение порядка $0,80 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Данные балансомера подтверждают предположения о том, что излучение склонов каров имеет большое значение в балансе длинноволновой радиации (рис. 57).

Как видно из рисунка, результаты измерений эффективного излучения в среднем за период ясных, облачных и пасмурных дней дают довольно закономерную картину процессов длинноволнового излучения. Во время пасмурной погоды эффективное излучение по балансомеру не имеет суточного хода и близко к нулю. Изменения эффективного излучения в течение суток во время ясной погоды и погоды с переменной облачностью в общем обуславливаются правильным суточным ходом температуры и влажности воздуха; очевидно, что некоторую роль играет также и нагревание южного склона кара, температура которого также имеет правильный суточный ход. Как видно из рис. 58, во вторую половину дня при тех же и даже более высоких температурах воздуха, что и в симметричные часы первой половины, эффективное излучение оказывается значительно ниже, чем до 12 час дня. Это объясняется, вероятно, тем, что после полудня инсоляция южного склона и его тепловое излучение постепенно уменьшаются до нуля.

С учетом теплообмена ледника со склонами, суммарное эффективное излучение на леднике МГУ за период таяния 1959 г. составило $+0,23$ или $0,056 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сутки}$, что составляет 3% от суммы поглощенной радиации. В 1960 г. сумма эффективного излучения была равна $+1,03 \text{ ккал/см}^2$ за период или $27 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сутки}$, что составляет 12% от суммы поглощенной радиации. Приведенные соображения о роли склонов кара в радиационном балансе ледников позволяют предпо-

жить, что введенная в расчеты поправка на теплообмен недостаточна и поэтому суммы эффективного излучения, рассчитанные по формуле Берлянд, могут быть завышены. Если следовать данным балансомера, то эффективное излучение за период наблюдений 1960 г. равно $+0,57 \text{ ккал/см}^2$. В этом случае оно составит 7% от суммы поглощенной радиации.

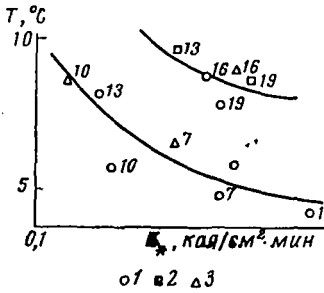


Рис. 58. Связь эффективного излучения по балансомеру (E_*) в среднем для периодов ясных (1), пасмурных (2) и облачных (3) дней со срочными температурами воздуха на высоте 2 м

Цифры у точек обозначают срок наблюдений в часах

Как расчеты, так и непосредственные наблюдения дают небольшую величину баланса длинноволновой радиации, близкую к нулю. Это позволяет при дальнейшем анализе ограничиться рассмотрением закономерностей одной лишь поглощенной радиации, как величины, примерно равной радиационному балансу.

Радиационный баланс

Первые исследователи ледников Урала А. Н. Алешков, С. Г. Боч и др. высказывали предположение, что эти ледники существуют ниже климатической снеговой линии за счет того, что они слабо тают в связи с затененностью их поверхности стенками каров. Л. Д. Долгушин впервые высказал сомнение в этой гипотезе [104]. Наблюдения в течение ряда лет на Полярно-Уральских ледниках (ИГАН, МГУ, Обручева) не подтвердили решающей роли прямой солнечной радиации в таянии их поверхностей.

Таблица 35
Вклад составляющих коротковолнового радиационного баланса в суммарные затраты тепла на таяние льда

Год	Ледник	Период наблюдений	Количество дней наблюдений	Абляция, мм слоя воды	Общие затраты тепла на таяние, ккал/см²	S^* , ккал/см²	D , ккал/см²	Q , ккал/см²	A_k , % среднее за период	B_k , ккал/см²	Вклад видов поглощенной радиации в затраты тепла на таяние, %			Среднее суточное стаяние, мм слоя воды за счет B_k
											$B_k S'$	$B_k D$	B_k	
1958	ИГАН	22.VII — 23.VIII	33	1430	11,4	5,2	4,0	9,2	36	5,7	29	22	51	22
1959	ИГАН	20.VII — 31.VIII	43	1900	15,2	6,2	6,4	12,6	29	8,9	29	30	59	26
	МГУ	8.VII — 16.VIII	40	2040	16,2	7,83	6,17	14,0	40	8,3	29	22	51	26
1960	ИГАН	16.VII — 31.VIII	47	1820	14,6	8,8	6,8	15,6	32	10,6	41	32	73	28
	МГУ	10.VII — 18.VIII	38	1770	14,2	7,78	6,15	13,93	40	8,4	33	26	59	27
1961	ИГАН	1.VIII — 26.VIII	26	1150	9,2	3,4	4,1	7,5	35	4,9	24	29	53	23

Как видно из табл. 35, стаяние ледников за период наиболее интенсивной абляции (июль-август) равно 1500—2000 мм в слое воды. При этом таяние за счет поглощенной коротковолновой радиации составляет в среднем 60%. Прямая и рассеянная радиация в целом за рассматриваемый период равны и каждая составляет примерно по 50% от суммарной радиации. Поэтому за счет поглощенной прямой и рассеянной радиации за июль-август стаяет только по 28% от слоя снега и льда. Стаивание на каровых ледниках северной экспозиции (ледники Лепехина, Ковальского), если даже допустить, что на их поверхность совсем не поступает прямая радиация, только на 25—35% меньше, чем стаява-

ние на открытых ледниках (ИГАН, МГУ). Стаивание на ледниках В и ВСВ экспозиции, находящихся в глубоких карах (ледники Берга, Шумского, Чернова), меньше, чем на ледниках МГУ и ИГАН на 10—15%.

В июне на севере Урала наиболее ясная погода. Таяние на ледниках начинается примерно с середины июня, и до середины июля стаивает сезонный снег, лежащий на леднике. В этот период вклад поглощенной коротковолновой радиации в таяние составляет 65—73% от общих затрат тепла на таяние, а доля прямой радиации в этих затратах по леднику ИГАН, например, в 1959 и 1960 гг. соответственно составляла 32 и 42%. Следовательно, в начале абляции (вторая половина июня — первая половина июля) в периферийных частях ледника, где затенение ледника стенками кара значительно, стаивание может сокращаться на 20—30% по сравнению с интенсивностью таяния, наблюдающейся на языке ледника. В последующие месяцы (вторая половина июля — август) это сокращение уменьшается до 10—20%.

Таблица 36

Вклад составляющих коротковолнового радиационного баланса в суммарные затраты тепла на таяние на леднике МГУ при различных типах погоды

Год	Период наблюдений	Погода	Число дней	$S', \text{ ккал/см}^2$	$D, \text{ ккал/см}^2$	$Q, \text{ ккал/см}^2$	$A_k, \%$	$B_k, \text{ ккал/см}^2$	$A, \text{ ккал/см}^2$	$\frac{B_k}{A} \cdot 100, \%$	Продолжительность данного периода от общей продолжительности наблюдений, %	$\frac{A_k S'}{B_k} \cdot 100, \%$
1959	8.VII—16.VIII	Ясная	12	5,6	1,9	7,4	41	4,4	4,3	100	30	77
		Переменная	15	2,2	2,6	4,9	40	2,9	6,1	56	37	22
		Пасмурная	13	0,0	1,7	1,7	40	1,01	5,8	17	33	6
1960	16.VII— 6.VIII, 9—18.VIII	Ясная	6	2,6	0,5	3,1	42	1,9	1,4	130	16	100
		Переменная	23	5,2	4,7	9,9	39	6,1	9,2	66	60	34
		Пасмурная	9	0,0	0,9	0,9	44*	0,5	3,5	14	24	0

* Несколько дней со снегопадами.

Рассмотрение величин баланса коротковолновой радиации и соотношение ее составляющих в различные типы погоды показывает, что стаивание за счет B_k может очень сильно изменяться. Как видно из табл. 36, в ясные дни баланс коротковолновой радиации на леднике МГУ составляет 100—130% от суммы затрат тепла на таяние. Следовательно, почти все стаивание осуществляется за счет солнечной радиации. В такие дни сравнительно велико эффективное излучение, радиационный баланс значительно ниже баланса коротковолновой радиации, и за счет радиационного баланса стаивает 85—95% суточного слоя таяния. В ясную погоду стаивание осуществляется примерно на 75—100% за счет прямой солнечной радиации, однако таких дней бывает мало — всего несколько в течение лета, а за июль и август они составляют лишь 16—30%.

Большой процент (от 37 до 60%) составляют дни с переменной облачностью, когда вклад коротковолновой радиации несколько меньше (56—66%), а таяние за счет инсоляции осуществляется всего на 22—34%. В пасмурные дни, число которых составляет от 24 до 33% периода таяния, стаивание за счет баланса коротковолновой радиации происходит только на 14—17%.

Однако в такие дни с балансом коротковолновой радиации суммируется отрицательное эффективное излучение, поэтому процент стаивания за счет радиационного баланса несколько выше.

Вклад поглощенной коротковолновой радиации в абляцию ледника ИГАН за весь период таяния составляет в среднем 60% (табл. 37). Около половины поглощенной радиации приходится на долю прямой.

Если учесть, что в сумме за теплое время года эффективное излучение имеет положительное значение порядка 3—12% от B_k , вклад радиационного баланса в общие затраты тепла на таяние должен составлять 50—60%.

Таблица 37

Вклад составляющих радиационного баланса в затраты тепла на таяние сезонного снега и льда за полный период абляции на леднике ИГАН

Показатели	1959 г.	1961 г.	1963 г.
Суммарная абляция снега и льда в районе метеоплощадки, мм слоя воды	3630	3000	3650
Затраты тепла на абляцию, ккал/см ²	29,0	24,0	29,2
Прямая радиация, ккал/см ²	15,9	17,5	13,6
Рассеянная радиация, ккал/см ²	14,0	12,3	14,1
Суммарная радиация, ккал/см ²	29,9	29,9	27,7
Альbedo, %	41	47	42
Поглощенная коротковолновая радиация, ккал/см ²	17,7	15,7	15,9
Поглощенная прямая радиация, ккал/см ²	9,4	9,3	7,8
Поглощенная рассеянная радиация, ккал/см ²	8,3	6,5	8,1
Вклад поглощенной прямой радиации в затраты тепла на таяние, %	32	39	27
Вклад поглощенной рассеянной радиации в затраты тепла на таяние, %	29	27	28
Вклад поглощенной суммарной радиации в затраты тепла на таяние, %	61	65	55

Величина радиационного баланса зависит от высоты солнца, альbedo и облачности. Наибольшее влияние на радиационный баланс показывает облачность. В то время как радиационный баланс неледниковых поверхностей при изменении облачности меняется только на 20%, на ледниках он меняется в 6 раз при одной и той же высоте солнца и альbedo. Эта зависимость обуславливается зависимостью суммарной радиации от облачности. Поэтому на ледниках Полярного Урала довольно четко выявляется зависимость радиационного баланса от суммарной радиации. Для безоблачной погоды и для поверхности льда с альbedo 20—30% она выражается уравнением

$$B = 0,77 Q - 0,03. \quad (IV.7)$$

Для безоблачной погоды и поверхности фирна с альbedo 60—70% уравнение имеет вид

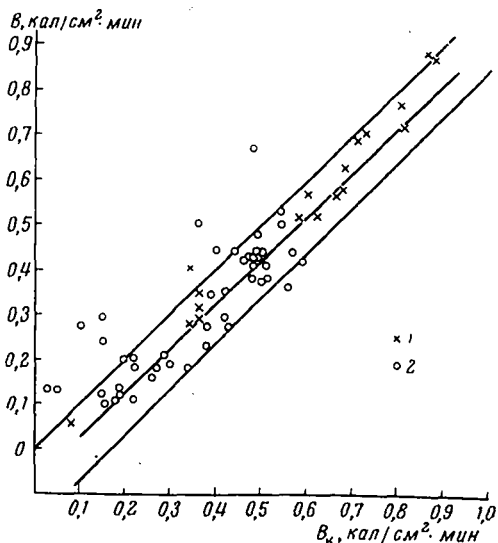
$$B = 0,60 Q - 0,08. \quad (IV.8)$$

Для безоблачной погоды и поверхности фирна с альbedo 80% имеет место зависимость

$$B = 0,50 Q - 0,15. \quad (IV.9)$$

Интенсивность радиационного баланса на ледниках не бывает меньше, а иногда превосходит интенсивность радиационного баланса в долинах горных рек (с тундровой растительностью) при одинаковых величинах суммарной радиации. Это объясняется тем, что эффективное излучение на леднике за счет температурных инверсий и более развитой облачности меньше, чем в долинах рек.

Рис. 59. Зависимость радиационного баланса (B) от поглощенной радиации (B_n) при безоблачной погоде на леднике ИГАН по наблюдениям в июне-июле 1962 г.
1 — лед; 2 — фирн



Несмотря на существенные ошибки в определении величин эффективного излучения, на ледниках имеется возможность проследить его изменчивость в зависимости от типа погоды по графикам связи радиационного баланса с поглощенной коротковолновой радиацией (рис. 59).

Проникновение солнечной радиации в лед

Воздействие солнечной радиации на лед ледников отличается от воздействия турбулентных потоков тепла и влаги. Это объясняется тем, что по отношению к солнечной радиации лед, так же как и снег, является полупрозрачной средой. С наступлением теплого времени года в верхнем слое ледника, где устанавливается нулевая температура, проникающая солнечная радиация расходуется на таяние льда. Положительное эффективное излучение в ночное время приводит к отрицательному радиационному балансу и выхолаживанию некоторой толщины верхнего слоя ледника. В связи с этим утром, с появлением над ледником солнца, проникающая радиация расходуется некоторое время на прогревание верхнего слоя льда до нулевой температуры. Как было показано выше, положительное эффективное излучение на ледниках Полярного Урала мало. В большинстве случаев в ночное время благодаря сохраняющимся температурным инверсиям и развитой облачности оно имеет отрицательное значение. Поэтому влияние длинноволнового излучения на сокращение сроков таяния льда под действием проникающей радиации ничтожно. Проникающая радиация и закономерности ее распределения во льду наблюдались на леднике МГУ летом 1960 г. Наблюдения производились пиранометрами Янишевского ежечасно в течение 20 дней при различной погоде.

Одновременно с каждой серией измерений проникающей радиации определялась величина суммарной, рассеянной и отраженной радиации альбедометром Янишевского. Обработка материалов наблюдений заключалась в построении графиков распределения проникающей радиации для каждого срока, в суммировании полученных величин для различных типов погоды и в получении соответствующих средних значений для уровней 5, 10, 20 и 50 см (табл. 38).

Точность единичного измерения солнечной радиации пиранометром равна $0,01 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Интенсивность радиации на глубине 50 см в среднем из всех измерений оказалась равна $0,04 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. При

66-кратной повторности определения во время ясной погоды и 68-кратной во время погоды с переменной облачностью ошибка определения уменьшается с 0,01 до 0,0012 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$, что составляет только 3% от средней величины, равной 0,04 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$.

Таблица 38

Количество измерений проникающей радиации на различных уровнях над поверхностью ледника при разной погоде

Показатели	Погода		
	ясная	переменная	пасмурная
Число дней наблюдений	7	7	4
Диапазон уровней, на которых производились наблюдения, см	от 7 до 60	от 3 до 80	от 2 до 80
Количество измерений	218	221	113
Количество данных для усреднения по выбранным уровням:			
5 см	68	66	38
10 »	68	66	38
20 »	68	66	38
50 »	68	66	38

Во время пасмурной погоды проникающая в лед радиация измерялась 38 раз в слое глубиной от 3 до 80 см. При такой повторности ошибка определения составляет 0,0016 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$, т. е. 16% от средней из всех измерений интенсивности радиации на глубине 50 см, равной 0,01 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. С увеличением абсолютных величин проникающей радиации при приближении к поверхности относительная ошибка их средних значений уменьшается до ничтожных размеров. Было установлено, что во время ясной погоды интенсивность радиации на глубине 5 см возрастает от 0,16 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ в 7 час утра до 0,33 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ в 12 час. Во вторую половину дня значения поглощенной радиации плавно уменьшаются до нуля (рис. 60).

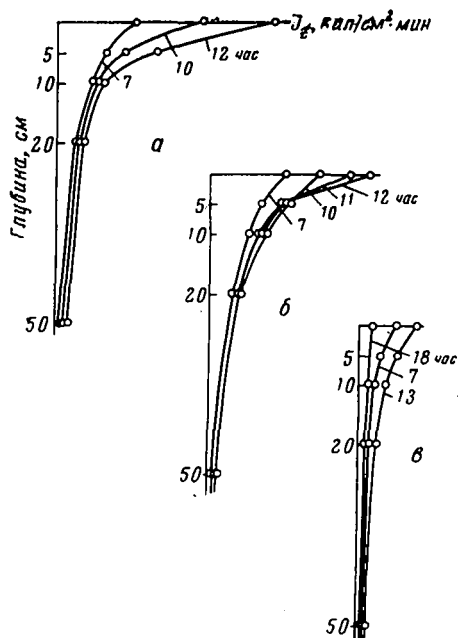


Рис. 60. Осредненные профили проникающей радиации (J_z) во льду до глубины 50 см от поверхности в ясную (а), облачную (б) и пасмурную (в) погоду
Цифры у кривых — часы

В дни с переменной облачностью радиация на глубине 5 см в утренние часы (в 7 и 10 час) на несколько процентов выше, чем в ясные дни при одном и том же количестве поглощенной радиации. К полудню это относительное увеличение исчезает. В 12 час проникающая радиация равна 0,25 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{сутки}$. В пасмурную погоду на глубине 5 см также наблюдается суточный ход радиации, но абсолютные ее значения составляют всего 0,06 и 0,12 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ в 7 и 13 час.

На глубине 10 см суточный ход радиации выражен уже гораздо слабее, а ее величины в погоду с переменной облачностью, больше, чем в ясную погоду, хотя в последнем случае поглощенная радиация выше. Этот же вывод следует из рассмотрения величин и хода радиации на глубине 20 см. Суточный ход радиации на глубине 50 см почти отсутствует, а абсолютные значения радиации составляют постоянно 0,02—0,04 кал/см² · мин при любой погоде (табл. 39).

Таблица 39

Проникающая радиация на различных глубинах под поверхностью ледника, % от поглощенной радиации

Погода	Глубина, см	Часы										
		7	8	10	11	12	13	14	16	17	18	19
Ясная	5	62	46	46	55	47	40	47	42	46	47	75
	10	46	27	27	29	21	25	29	25	31	33	50
	20	27	19	19	18	13	15	18	17	19	20	25
	50	7	8	8	8	7	8	9	8	8	7	2
Переменная	5	68	76	75	58	54	45	50	57	58	43	33
	10	52	48	50	40	37	30	36	38	42	29	33
	20	32	27	28	23	24	21	25	24	25	29	17
	50	8	9	8	8	8	6	10	10	8	10	3
Пасмурная	5	50	75	67	43	75	67	67	67	67	100	100
	10	42	67	50	43	58	45	47	55	57	75	50
	20	25	17	42	36	42	28	26	36	43	50	50
	50	8	8	16	14	16	11	11	18	14	25	12

При обработке данных по проникновению радиации в полупрозрачную среду обычно пользуются экспоненциальным законом, который хорошо описывает распределение радиации в данной среде. Экспоненциальное уравнение имеет следующий вид:

$$Y_z = Y_0 e^{-Kz}, \quad (\text{IV.10})$$

где z — глубина, см; Y_z — интенсивность проникшей радиации на заданной глубине; Y_0 — интенсивность поглощенной радиации; e — основание натуральных логарифмов; K — коэффициент экстинкции или ослабления. K является характеристикой, которая вмещает в себя сложный комплекс условий, определяющих радиационные свойства льда и описанные выше закономерности распределения проникающей в лед радиации. Прозрачность льда для солнечной радиации может быть охарактеризована коэффициентом прозрачности p_Q , который связан с коэффициентом экстинкции соотношением $p_Q = e^K$, указывающим на то, что чем больше коэффициент p_Q , тем больше прозрачность льда.

Наименее прозрачным оказывается верхний 5-сантиметровый слой льда ледника в ясную погоду. Коэффициент прозрачности (p) этого слоя в зависимости от времени дня равен 0,47—0,17. Во время погоды с переменной облачностью прозрачность слоя повышается до 0,47—0,56 и в пасмурную погоду она равна 0,56—0,74. Для льда на глубине 50 см коэффициент прозрачности (p) в большинстве случаев равен 0,96. Это голубой лед, без пузырьков воздуха. Полученная величина соответствует значению коэффициента прозрачности, приводимому для соответствующего льда П. П. Кузьминым [171]. Замечено, что прозрачность льда падает в погоду с переменной облачностью и в утренние часы, т. е. тогда, когда суммарная радиация примерно наполовину состоит из рассеянной.

Большая изменчивость прозрачности разных слоев льда при различной погоде определяется изменением структуры льда и его влажности, суммарно характеризующимися значениями коэффициента ослабления K . В последние годы в гляциологической литературе появилось понятие об «альбедо толщи» [139, 140, 170], которое вводит еще один фактор, определяющий ослабление солнечной радиации в верхнем 9—12-сантиметровом слое за счет вторичного рассеяния проникшей радиации на пузырьках воздуха.

«Альбедо толщи» характеризует рассеяние радиации на пузырьках воздуха, которое происходит дополнительно к молекулярному рассеиванию, и возвращение части проникшей радиации снова в атмосферу через поверхность льда. В более глубоких слоях льда радиация испытывает многократное рассеивание и уже не возвращается обратно в атмосферу, а поглощается льдом. В связи с этим коэффициент ослабления K для верхнего слоя льда ледника является характеристикой не только структуры и влажности льда — факторов, обуславливающих его радиационные свойства, но и характеристикой отражательных свойств рассматриваемого слоя.

Установлено [24], что в однородном льду с одинаковым объемным весом коэффициент ослабления является функцией глубины. Очевидно, что для льда с различным объемным весом коэффициент ослабления будет зависеть от структуры льда и его влажности, которые определяются условиями погоды и характером таяния.

Таблица 40

Зависимость коэффициента поглощения K на различных глубинах под поверхностью ледника от погоды, $см^{-1}$

Погода	Глубина, см	Часы											Среднее за день
		7	8	10	11	12	13	14	16	17	18	19	
Ясная	5	0,09	0,11	0,11	0,12	0,18	0,13	0,12	0,09	0,09	0,08	0,08	0,11
	10	0,09	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,08	0,07
	20	0,09	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08	0,05
	50	0,09	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,08	0,03
Переменная	5	0,06	0,10	0,10	0,09	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,08
	10	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06
	20	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05
	50	0,06	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,06	0,03
Пасмурная	5	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04
	10	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
	20	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
	50	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03

Как видно из табл. 40, в утренние и вечерние часы, а также почти в течение всего дня во время пасмурной погоды верхний 5-сантиметровый слой ледника оказывается одинаково прозрачным на всю толщину. Напротив, днем, особенно в ясную погоду, прозрачность верхнего 5-сантиметрового слоя оказывается меньше прозрачности нижележащих слоев. В 12 час при ясной погоде коэффициент поглощения 5-сантиметрового слоя оказывается на 67% больше коэффициента поглощения на уровне 10 см, а его среднее значение за день равно 0,11. В погоду с переменной облачностью в полдень K на 12% больше, а в среднем за день коэффициент ослабления равен 0,08. В пасмурную погоду коэффициент ослабления в 12 час оказывается одинаковым на всю глубину 50 см, а его среднее значение за день равно 0,04. Из табл. 40 следует, что в пасмурную погоду на поверхности оказывается лед, радиационные свойства кото-

рого при ясной погоде бывают лишь на глубине 20 см. Глубину 50 см можно считать уровнем, отмечающим радиационно-активный слой льда, так как коэффициент ослабления на этом горизонте в любую погоду практически одинаков и равен около 0,03.

Очевидно, что такая динамика прозрачности самого верхнего слоя льда связана с интенсивностью суммарной солнечной радиации и толщиной образующейся под ее воздействием радиационной коры таяния.

Наиболее интересным фактом в режиме радиационных свойств льда является правильный суточный ход прозрачности верхнего слоя льда в ясную погоду. Как уже говорилось, главными факторами, определяющими прозрачность льда, являются его структура и влажность. Структура льда, наличие воздушных включений, их количество и размеры характеризуются в значительной мере его плотностью. С уменьшением плотности льда увеличивается ослабление проходящей через него солнечной радиации, так как к молекулярному рассеиванию и поглощению присоединяется рассеивание и поглощение солнечной радиации на стенках пузырьков воздуха. Таяние в верхнем слое ледника, образование в нем пустот происходит в дневное время постоянно в течение всего периода ясной погоды. Соответственно правильному суточному ходу суммарной радиации внутриледное таяние в первую половину дня идет с возрастающей скоростью, после полудня оно замедляется, однако разрушение не прекращается. К началу следующего дня на поверхности ледника уже имеется радиационная кора таяния, которая в течение дня стаивает с поверхности под воздействием солнечной радиации, турбулентного потока тепла и конденсации, и в то же время образуется заново в результате таяния нижележащих слоев льда, поглощающих проникающую радиацию. В результате на поверхности ледника в хорошую погоду в течение нескольких суток постоянно находится слой белого разрыхленного льда.

Правильный суточный ход прозрачности льда, характеризующийся увеличением K в первую половину дня, максимумом в 12 час и уменьшением его в послеполуденное время, нельзя объяснить структурными изменениями льда. В то время как поверхность льда во вторую половину дня остается покрытой радиационной корой, коэффициент ослабления неуклонно уменьшается, что свидетельствует о возрастающей прозрачности льда к вечеру.

Одновременно дневной ход прозрачности верхнего слоя ледника очень хорошо согласуется с режимом таяния, определяемым по стоку со стоковой площадки. В ясную погоду таяние имеет правильный суточный ход с максимумом в 12 час, что полностью соответствует изменениям в течение дня количества поглощенной радиации. Внутриледное таяние верхнего слоя также имеет аналогичный дневной ход. В связи с этим, очевидно, находится и дневной ход прозрачности радиационной коры таяния. С появлением солнца над ледником начинается все усиливающееся таяние внутри льда. Постепенно пустоты, заполненные воздухом, хорошо проводящим солнечную радиацию, все более и более заполняются водой, которая поглощает солнечные лучи. К 12 час, когда поглощенная радиация достигает максимума и происходит наибольшее таяние, талые воды максимально заполняют поры льда, не успевая стекать. В этот момент наблюдается наименьшая прозрачность льда: $K=0,18$. Во второй половине дня интенсивность поглощенной радиации снижается, образование новых талых вод идет медленнее, чем стекание воды, имеющейся в порах рыхлого слоя льда. Радиационная кора таяния постепенно «обезвоживается» и становится более прозрачной. Из приведенных данных следует, что в период абляции влияние влажности льда на его прозрачность столь же значительно, как и влияние структуры.

Таяние ледников Урала происходит интенсивно. В ясную погоду стает 30—40 мм льда в сутки (в слое воды). Поверхность льда в часы наиболее интенсивного таяния представляет белый, хрупкий лед, пропитанный водой. В ясную погоду прозрачность льда понижается на 64% (среднее значение K за день в пасмурную погоду равно 0,04, а в ясную погоду — 0,11). Увеличение влажности верхнего слоя льда в ясную погоду снижает его прозрачность в полдень по сравнению с прозрачностью в утренние и вечерние часы еще на 50%: $K=0,09 \div 0,08$ в 7, 8, 18 и 19 час и $K=0,18$ в 12 час. В ясные дни радиационная кора таяния достигает 5 см.

В погоду с переменной облачностью правильного суточного хода коэффициента ослабления верхнего 5-сантиметрового слоя льда не наблюдается вследствие незакономерного изменения интенсивности поглощенной радиации в течение дня. Однако в первую половину дня прозрачность льда заметно снижается, а после полудня снова увеличивается. Это, очевидно, можно объяснить преобладанием в таянии в первую половину дня радиационного фактора в связи с тем, что облачность развита меньше, чем после полудня, и воздух еще не успел нагреться. В это время дня на поверхности ледника начинает образовываться радиационная кора таяния, толщина которой после 11—12 час дня уменьшается в связи с таянием поверхности под воздействием усилившихся турбулентных потоков тепла и влаги.

В погоду с переменной облачностью толщина радиационной коры таяния уменьшается до 3 см. В зависимости от интенсивности турбулентного тепло- и влагообмена она может увеличиваться до 4 см или уменьшаться до нуля. Последний случай будет соответствовать такому соотношению факторов таяния, когда возможности образования рыхлого слоя льда под действием поглощенной радиации будут сводиться на нет более сильным таянием с поверхности в связи с более высокой температурой и влажностью воздуха и более сильным ветром.

Поскольку толщина рыхлого слоя невелика, соответственно меньше возможности аккумуляции талых вод в порах льда. В связи с этим прозрачность верхнего 5-сантиметрового слоя ледника в погоду с переменной облачностью оказывается выше, чем в ясные дни. Во время пасмурной погоды днем с 16 час прослеживается слабый правильный ход коэффициента ослабления K . Это объясняется тем, что в дни, когда производились актинометрические наблюдения во льду, во вторую половину дня в сплошной облачности 10/10 возникали просветы, поток суммарной радиации доходил до $0,40 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ и на выступающих неровностях поверхности ледника образовался тонкий слой рыхлого льда толщиной в среднем 1 см.

При сплошной плотной облачности поступающая радиация не превышает $0,20 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$, часто идут дожди или морось. В такие дни рыхлый слой, образовавшийся при другой погоде, стает и смывается талыми водами. Поверхность ледника становится гладкой, скользкой. Радиационная кора таяния не образуется.

В ясную погоду и в погоду с переменной облачностью прозрачность льда на глубине 10 и 20 см оказывается одинаковой: K равняется соответственно 0,07 и 0,05. В пасмурные дни коэффициент ослабления на этих уровнях уменьшается до 0,04. Это объясняется весьма слабой интенсивностью проникающей радиации, вследствие чего таяние льда ниже поверхности ничтожно. В связи с высоким значением «альбедо толщи» радиация, измеренная на уровне до 10 см, не соответствует радиации, поглощенной верхним 10-сантиметровым слоем льда. Однако ниже этого уровня вся проникшая радиация поглощается льдом.

Вследствие этого таяние в слое от 10 до 20 см от поверхности составляет 4% от массы льда в этом слое. Таяние на глубине от 20 до 80 см уменьшает массу льда только на 1,0—1,5%.

Во время пасмурной погоды масса льда в слое 10—20 см уменьшается на 2,5%, а в слое от 20 до 50 см — на 0,8%. Благодаря тому, что структура льда в пасмурную погоду оказывается наиболее монолитной, ослабление солнечной радиации наименьшим, до глубины 50 см доходит до 15% от поглощенной радиации, в то время как в ясную и переменную погоду оно составляет 8%.

Следует отметить, что на уровне 50 см от поверхности проникающая радиация в течение дня во время любой погоды составляет 10% от поглощенной радиации. Аналогичная закономерность отмечается и для снега. Г. К. Сулаквелидзе [276] наблюдал в сухом снегу на глубине 30—40 см радиацию, равную 2% от поглощенной на поверхности, и высказал предположение, что это явление связано с селективным поглощением, которое определяется длиной волны и объемным весом снега. Эксперименты, проведенные К. С. Любомировой [201] по исследованию селективного поглощения радиации льдом, подтверждают, что голубые лучи спектра (400—500 мкм) поглощаются меньше, чем красные (600—700 мкм). Из приведенного анализа следует, что радиационные свойства верхнего 50-сантиметрового слоя льда ледника определяются характером таяния.

В ясные дни, когда таяние происходит в основном за счет суммарной радиации, основную часть которой составляет прямая, образуется радиационная кора таяния толщиной 5—6 см. Граница между рыхлым слоем и нижележащей толщей резкая; лед переходного слоя серого цвета, налитан водой и имеет толщину около 1 см. Прозрачность верхнего слоя льда мала. По мере усиленного таяния под действием проникающей радиации в верхнем слое образуется масса пустот. Длина пути солнечного луча увеличивается в 4—5 раз, поэтому в слое рыхлого льда в среднем задерживается до 60% проникшей радиации, а в отдельных случаях — до 85—90%. Резкая граница образуется в связи с тем, что талая вода после того как верхний слой льда разрыхлился настолько, что уже не способен удерживать в себе влагу, просачивается вниз через радиационную кору таяния, накапливаясь выше более плотного льда, и образует водоносный горизонт, хорошо поглощающий солнечную радиацию.

Наблюдаются два вида радиационной коры таяния. В дни, когда большая напряженность суммарной радиации сочетается с высокой температурой и влажностью воздуха, верхний слой льда разрушается настолько, что становится сыпучим, по виду почти не отличимым от фирна. В ясную погоду с более низкой температурой воздуха и влажностью меньше 6,1 мб радиационная кора таяния становится белой, хрупкой, твердой и достигает наибольшей толщины — 6 см. Это объясняется тем, что во время испарения, которое имеет место при влажности воздуха ниже 6,1 мб, таяние льда с поверхности значительно снижается, что способствует развитию и сохранению рыхлого слоя. Во время погоды с переменной облачностью, когда суммарная радиация ниже, чем в ясный день, а температура и влажность воздуха, как правило, больше, радиационная кора имеет толщину от 4 см до нуля. Граница с нижележащей толщей менее резкая.

Четкое представление о структуре льда ледника в слое от поверхности до глубины 50 см в эти типы погоды дают графики распределения объемного веса льда по глубине (рис. 61). Из сопоставления интенсивностей проникшей радиации и объемных весов льда на различных уровнях под поверхностью следует, что наибольшему воздействию солнечной радиации подвергаются верхние 6 см льда. Структура этого слоя, его пористость, влагосодержание и объемный вес находятся в прямой зависимости от соотношения и абсолютных величин составляющих теплового баланса, как факторов таяния. Можно считать, что ниже горизонта 10 см от поверхности физические свойства льда определяются первоначальными условиями (движение, давление, способ образования и т. д.) и влияние

проникающей радиации на их структуру и влажность мало. Следует отметить монолитность льда ниже радиационной коры таяния и, следовательно, малое значение для теплообмена циркуляции талых вод в этой толще льда.

Обращает на себя внимание интенсивность радиации на нижней границе радиационно-активного слоя, равная в среднем за период наблюдений

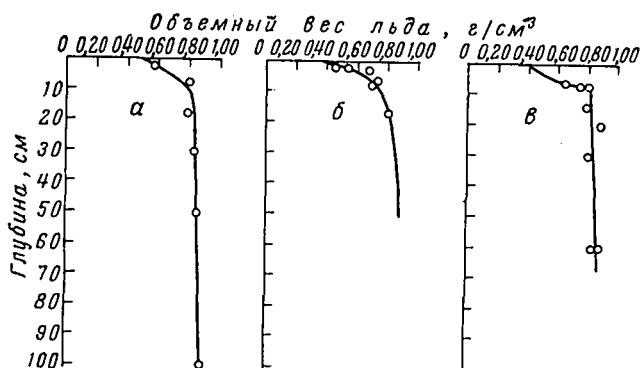


Рис. 61. Профили объемного веса льда радиационно-активного слоя в ясную (а), облачную (б) и пасмурную (в) погоду в среднем за период наблюдений

ний $0,03 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Это означает, что поток радиации за период таяния (июль-август) глубже 50 см составляет около $0,8 \text{ ккал/см}^2$. Поток радиации глубже верхнего метрового слоя льда составляет около $0,5 \text{ ккал/см}^2$. Эта величина по отношению к поглощенной радиации за период таяния льда ледника (см. табл. 33) составляет всего 6%, а по отношению к затратам тепла на таяние (см. табл. 37) — 3%. Тепловые затраты на изменение теплосодержания деятельного слоя также составляют около 3—5% от затрат тепла на таяние. Однако нельзя считать, что летнее прогревание льда ледника осуществляется за счет коротковолновой радиации.

Расчеты по методу конечных разностей показывают полное совпадение теоретической температурной кривой в конце периода абляции с фактическими температурами льда, определенными при помощи термозондирования. Это свидетельствует о том, что прогревание льда ледников Урала осуществляется только путем кондуктивного теплообмена. В этом процессе поглощаемая льдом радиация имеет очень большое значение, обеспечивая нулевую температуру верхнего слоя льда толщиной около 1 м в течение всего периода таяния. Небольшой поток радиации ниже изотермического слоя льда, очевидно, плохо поглощается льдом и проникает на значительную глубину. Тот факт, что лед в гротах ледников, находящихся на глубине 2—3 м от поверхности, имеет яркий голубой цвет, вероятно, свидетельствует о том, что этот поток обеспечивается частью волн, близких к началу видимой части спектра.

3. ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА И ВЛАГИ КАК ФАКТОР ТАЯНИЯ

Уравнения для потоков тепла и влаги имеют следующий вид:

$$P = -\rho C_p K_T \frac{\partial t}{\partial z}; \quad (\text{IV.11})$$

$$E = -\rho K_v \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (\text{IV.12})$$

где P — турбулентный поток тепла (в кал/см^2) за единицу времени; E — турбулентный поток влаги (в мм) за единицу времени; C_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, равная $0,24 \text{ кал/г} \cdot \text{град}^{-1}$; ρ — плотность воздуха, равная $1,29 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$ при нормальном давлении и нулевой температуре; K_T — коэффициент турбулентной теплопроводности (в см^2) за единицу времени; K_v — коэффициент турбулентности влагообмена (в см^2) за единицу времени; $\partial t/\partial z$ — градиент температур по вертикали в приземном слое воздуха; $\partial q/\partial z$ — градиент удельной влажности по вертикали.

Задача определения турбулентных потоков тепла и влаги сводится к определению коэффициента турбулентного обмена [74] или коэффициента внешней диффузии [52]. Обычно при расчетах полагают, что коэффициенты турбулентности для потоков тепла и влаги близки и равны кинематическому коэффициенту турбулентной вязкости K . В качестве характеристики интенсивности перемешивания для тепла и влаги были взяты отношения разности температуры воздуха на уровне $0,25$ и 2 м к разности температур на поверхности и на уровне 2 м, а также отношение разности абсолютной влажности на уровнях $0,25$ и 2 м к разности влажности на уровне поверхности и на уровне 2 м. Для построения графика, представленного на рис. 62, были отобраны случаи, когда происходило таяние и, следовательно, температура поверхности ледника была равна нулю, а упругость водяных паров составляла $6,1 \text{ мб}$.

Как можно видеть, на рис. 62 в пределах отношений до $0,5$ точки расположены одинаково по отношению к биссектрисе, что является косвенным подтверждением близости коэффициентов турбулентности для потока тепла и влаги и подобия профилей температуры и влажности в приледниковом слое воздуха. Небольшая часть опытных данных при величинах соотношений, больших $0,5$, намечает некоторые различия в режиме турбулентности для потоков тепла и влаги. Однако число таких случаев невелико и не позволяет утверждать это с определенностью.

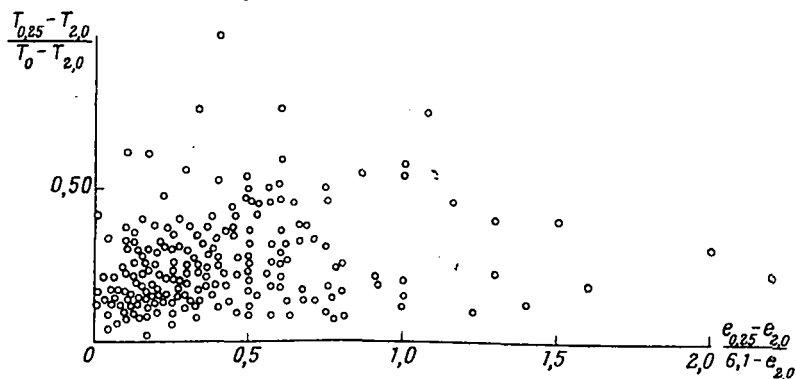


Рис. 62. Соотношение между характеристиками интенсивности перемешивания тепла $\left(\frac{T_{0,25}-T_{2,0}}{T_0-T_{2,0}}\right)$ и влаги $\left(\frac{e_{0,25}-e_{2,0}}{6,1-e_{2,0}}\right)$ в приледниковом слое воздуха в период таяния

Для расчета коэффициента турбулентного обмена существует ряд методов, которые условно можно разделить на несколько групп. Первая — расчет по методам, основанным на некоторых теоретических положениях о развитии турбулентности при различных условиях стратификации атмосферы с учетом некоторых параметров, полученных эмпирически (методы: Будыко [46, 47, 49], Лайхтмана [187—189], Тимофеева [278, 279], Константинова [157], Яковлева [341], Огневой [222]). Вторая группа — расчет по методам, основанным на положениях теории подобия,

развитой академиком Колмогоровым и исследователями его школы (Обухов, Монин [211, 212], Казанский [128—132], Мостахов [213, 214] и др.). Третья группа — метод определения коэффициента внешней диффузии, как интегральной характеристики условий перемешивания в приземном слое воздуха путем решения уравнения теплового баланса [52], а также способ получения суммы турбулентных потоков тепла и влаги, как остаточного члена уравнения теплового баланса. Четвертая группа — определение коэффициента внешней диффузии по данным непосредственных определений испарения-конденсации по величинам испарения и градиентам влажности в приземном слое воздуха [48, 50, 51, 156].

Методы, указанные в первых двух группах, различаются между собой практически по способу учета влияния температурной стратификации на кинематический коэффициент турбулентной вязкости. Они разрабатывались применительно к равнинным условиям и в основном для описания режима турбулентности при сверхравновесных и безразличных стратификациях приземного слоя воздуха. Это определяет относительно слабую разработанность расчетов турбулентных потоков тепла и влаги в условиях пересеченной местности, возможной нестационарности поля ветра при глубоких температурных инверсиях в приземном слое и при наличии наклона подстилающей поверхности.

Как показывает анализ литературы, посвященной вопросам расчета коэффициента турбулентности, до сих пор не существует единого мнения о надежности и верности методов его определения даже для условий равнинной местности. В то же время процессы турбулентности на ледниках в силу ряда причин сильно усложняются, и поэтому ряд полуэмпирических формул к ним не может быть применим. Так, например, в широко известной формуле Тимофеева [279] поправка на влияние инверсионной стратификации воздуха приводит к физически нереальным результатам, так как коэффициент турбулентности становится отрицательным.

Таблица 41

Средние за период наблюдений характеристики приземного слоя воздуха по данным градиентных наблюдений в различных частях ледника ИГАН в 1958—1959 гг.

Характеристика	1958 г.		1959 г.		Характеристика	1958 г.		1959 г.	
	языковая часть	языковая часть	фирновая часть	фирновая часть		языковая часть	языковая часть	фирновая часть	
$\Delta t = 0,2 - 2,0^\circ$	1,23	2,53	2,40		$\Delta e = 0,5 - 2,0 \text{ мб}$ $u_1, \text{ м/сек}$ $z_0, \text{ см}$	0,09	0,33	0,35	
$\Delta t = 0,5 - 2,0$	0,76	1,51	1,45			2,7	3,00	3,10	
$\Delta e = 0,2 - 2,0 \text{ мб}$	0,16	0,55	0,59			0,17	0,12	0,29	

Основные особенности приземного слоя воздуха на ледниках заключаются в следующем: во время таяния, которое в течение почти всего теплого времени года идет круглосуточно, над ледниками устанавливаются глубокие инверсии; градиенты температуры и влажности достигают больших значений (табл. 41). Отмечались случаи, когда в слое воздуха от 0,5 до 2 м разность температур составляла около 4° . Случаи изотермии были очень редки — всего несколько за каждый период наблюдений.

В период таяния ледников температура их поверхности близка нулю, поэтому градиент температуры поверхности воздуха на уровне 2 м определяется температурой на этом уровне. Средняя температура воздуха за июль-август в разные годы равна $5-9^\circ$, максимальная $+20^\circ$. Естественно поэтому, что температурные инверсии достигали очень большой глубины. Профили температуры, влажности и скорости ветра отличаются от прямолинейных примерно в половине случаев (рис. 63).

Другой особенностью является большая изменчивость метеоэлементов за сравнительно короткие промежутки времени и по площади ледника. Так, за период проведения серии градиентных наблюдений в течение 30 мин температура воздуха на уровне 2 м может уменьшаться или увеличиваться на несколько десятков процентов по сравнению со средним значением.

В связи с этими особенностями процессы турбулентности, развивающиеся в приледниковом слое воздуха на Полярном Урале, не вполне соответствуют тем условиям, для которых возможен расчет по полуэмпирическим формулам Будыко, Константинова, Лайхтмана. Коэффициенты турбулентности, рассчитанные этими методами, очень различаются, составляя от 300 до 700 $\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, причем, по данным наблюдений в один и тот же сезон, их различия при оценке по разным схемам достигают 100%. Наименьшие величины получаются при расчетах по формуле Лайхтмана (300—400 $\text{см}^2 \cdot \text{сек}$), а наибольшие — по методу Константинова (600—700 $\text{см}^2 \cdot \text{сек}$). Значения коэффициентов по третьей формуле Будыко [48] находятся между этими пределами.

Средние за период наблюдений суточные величины турбулентных потоков тепла и влаги, рассчитанные по методам Лайхтмана, Будыко, Константинова, приведены в табл. 42. Расхождение рассчитанной суммы тепло- и влагообмена с суммой потоков тепла и влаги, полученных по разности затрат тепла на таяние и радиационного баланса, может достигать больших значений. При расчетах по методу Лайхтмана сумма турбулентных потоков оказывается ниже действительной на 46—26%. На 6—19% занижены также величины теплообмена и влагообмена, рассчитанные по третьему способу Будыко. Значения потоков тепла и влаги, рассчитанные по формуле Константинова, дают ошибку от 1 до 70%.

Из проведенного анализа видно, что в условиях полярно-уральских ледников пользоваться методами Будыко, Лайхтмана, Константинова для определения коэффициента турбулентности нецелесообразно из-за больших ошибок, содержащихся даже в средних выводах в силу недоучета описанных выше особенностей приледного слоя воздуха. Метод теплового баланса отличается от описанных выше способов расчета в положительную сторону, так как он не связан с необходимостью схематизации процессов турбулентности. Турбулентные потоки тепла и влаги в сумме могут быть определены из уравнения теплового баланса (IV.1) как остаточный член. При этом в уравнении можно пренебречь xt и C , так как значения каждого из них составляют не больше 5% от A — суммы затрат тепла на таяние — и имеют различные знаки. Для периодов времени больше нескольких дней точность определения A и B сравнительно высокая. Поэтому этот метод является контрольным для оценки расчетов турбулентных потоков тепла и влаги различными способами.

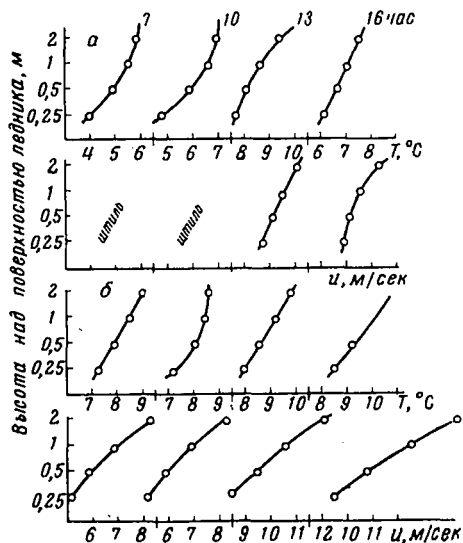


Рис. 63. Типичные профили температуры (T) воздуха и скорости ветра (u) в слое от 0 до 2 м на леднике МГУ в период таяния

a — 15 августа 1959 г.; b — 21 августа 1959 г.

Сравнение средних за период наблюдений на леднике ИГАН величин турбулентного потока P' и LE' , в $кал/см^2 \cdot сутки$, рассчитанных различными методами с $P+LE=80A-B$, как остаточного члена уравнения теплового баланса

Год	Характеристики	М е т о д			
		Лайхтмана	Будыко	Константинова	$P+LE=$ $=80A-B$
1958	P'	55	73	99	—
	LE'	10	24	19	—
	$P' + LE'$	65	97	118	—
	$\frac{(80A - B) - (P' + LE')}{80A - B} \cdot 100, \%$	46	19	1	120
1959	P'	88	131	204	—
	LE'	30	21	68	—
	$P' + LE'$	118	152	272	—
	$\frac{(80A - B) - (P' + LE')}{80A - B} \cdot 100, \%$	26	5	70	160

Раздельное определение турбулентного тепло- и влагообмена может быть сделано по значению коэффициента внешней диффузии и градиентам температуры и влажности воздуха. Интегрируя (IV.11) и (IV.12), подставляя полученное выражение в (IV.1) и решая его относительно коэффициента внешней диффузии (D), получаем следующее выражение для D (в $см/сек$):

$$D = \frac{B - A}{0,029(0,58 \Delta t + \Delta e)}, \quad (IV.13)$$

где величина 0,029 — коэффициент пропорциональности; величина 0,58 — коэффициент, получаемый после перехода от удельной влажности к абсолютной с учетом среднего за период наблюдений давления 900 мб; Δt — среднесуточная разность температуры поверхности таящего ледника и воздуха на уровне 2 м; Δe — среднесуточная разность абсолютной влажности на уровне 2 м и на уровне поверхности ледника, равной во время таяния 6,1 мб.

В условиях ледников Полярного Урала возможность применения метода теплового баланса обуславливается прежде всего тем, что турбулентный поток тепла в течение периода таяния направлен к подстилающей поверхности. Турбулентный поток влаги также отличается устойчивостью и, как правило, не меняет знака в течение суток. Конденсация сменяется испарением при изменении типа погоды, обусловленного изменениями синоптической ситуации.

В связи со значительностью количества тепла, вносимого турбулентными потоками в общие затраты на таяние, уравнения, по которым затем рассчитываются турбулентные потоки, имеют следующий вид:

$$P = 0,017 D \Delta t \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сутки}; \quad (IV.14)$$

$$LE = 0,029 D \Delta e \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сутки}. \quad (IV.15)$$

Расчеты коэффициента турбулентности по различным методам, проведенным по среднесуточным и срочным значениям градиентов температуры и влажности, показали хорошую сходимость результатов. Расхождения коэффициента турбулентности, определенного по срочным и среднесуточным значениям градиентов, составили 5—15% со средним откликом 6%. Эти результаты позволяют с доверием отнести к вели-

чинам коэффициента внешней диффузии, рассчитываемым по среднесуточным градиентам. Разность $B-A$, входящая в числитель уравнения для определения D , достаточно велика и превосходит ошибки измерений.

Однако с сокращением периода наблюдений относительные ошибки возрастают и коэффициент внешней диффузии может приобретать отрицательное значение, что лишено физического смысла. Такие результаты часто получаются при вычислении суточных значений турбулентных потоков при радиационном типе таяния, когда разность $B-A$ мала, и для периодов времени меньше суток при любом типе погоды.

Основная ошибка возникает при определении A — суммы затрат тепла на таяние. Если стаивание измеряется по рейкам, то для определения A за 1—3 суток и меньше помимо толщины стаявшего слоя льда следует знать объемный вес этого льда и его влагосодержание, а также внутриледное таяние под действием проникающей радиации, которая рейками не фиксируется (см. раздел «Проникновение солнечной радиации в лед»). Поэтому более правильно измерять стаивание по стоку со стоковой площадки, который образуется в результате поверхностного таяния и таяния внутри некоторого верхнего слоя ледника. Практически, однако, очень трудно постоянно поддерживать стоковые площадки в таком состоянии, чтобы сток полностью соответствовал стаиванию. По этой причине возможности определения коэффициента внешней диффузии ограничиваются, и метод теплового баланса не может быть широко применимым расчетным методом.

Тщательные наблюдения на стоковых площадках на леднике МГУ производились с целью расчета суточных затрат тепла на таяние в уравнении (IV.1) и установления зависимости коэффициента внешней диффузии от метеорологических условий. Такая зависимость позволила бы в какой-то мере подойти к вопросу прогноза фоновое стаивания на ледниках по заданному прогнозу метеорологических условий.

А. Г. Бройдо [45] устанавливает подобную зависимость, выражающуюся в связи коэффициента внешней диффузии с параметром устойчивости $\Delta t/u^2$ для условий обычной подстилающей поверхности и сверхравновесной стратификации атмосферы. Как следует из выражения, которое получено для этой зависимости при значениях $\Delta t/u_1^2 = -0,145$ (где Δt — разность температуры на уровнях 0,5 и 2 м, а u_1 — скорость ветра на уровне 1 м), коэффициент внешней диффузии должен быть равен нулю. Исходя из этого, А. Г. Бройдо дает следующие соотношения скорости ветра и глубины инверсии, при которых полностью затухает турбулентное перемешивание:

Скорость ветра, м/сек	1	2	3	4	5	6	7	8
Разность температуры на уровнях 0,5—2 м, град	—0,1	—0,6	—1,3	—2,3	—3,6	—5,2	—7,1	—9,3

На ледниках Полярного Урала в период таяния примерно в половине случаев развиваются такие условия, при которых инверсия достаточно глубока, а скорость ветра небольшая и, следовательно, по Бройдо, должно происходить полное затухание турбулентного перемешивания.

Эти условия возникают при разности температуры до $-1,3^\circ$ и скорости ветра меньше или равной 3 м/сек при рассматриваемых уровнях. В остальных случаях скорость ветра больше 3 м/сек и, следовательно, даже при глубоких инверсиях должен происходить турбулентный обмен. Зависимость коэффициента внешней диффузии от параметра устойчивости на леднике МГУ в период его таяния изображена на рис. 64. Каждая точка на поле графика характеризует среднесуточное значение Δu и $\Delta t/u_1^2$, причем коэффициент внешней диффузии определяется по суточным

суммам радиационного баланса, суточному стоку со стоковой площадки и средним за сутки градиентам температуры и влажности. Как можно видеть из рис. 64, процессы турбулентности в условиях приледниковой инверсии сложнее, чем описанные А. Г. Бройдо. Точки на графике имеют значительный разброс, и нельзя говорить о наличии четкой зависимости интенсивности перемешивания от условий стратификации.

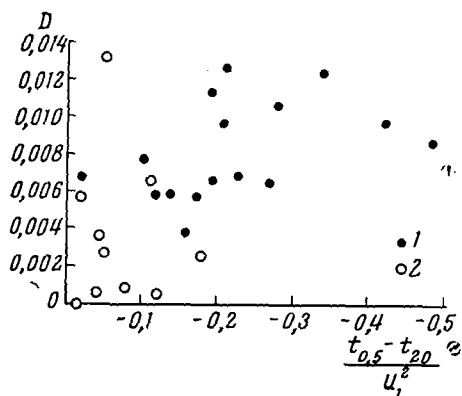


Рис. 64. Зависимость коэффициента внешней диффузии (D) от эмпирического числа Ричардсона $\frac{t_{0.5} - t_{2.0}}{u_1^2}$

1 — и ветра < 3 м/сек, 2 — и ветра > 3 м/сек

ной схематизации процессов турбулентности в приземном слое воздуха, является метод весовых испарителей. Этот метод широко применяется в теплобалансовых исследованиях как для получения непосредственно измеренных величин испарения или конденсации, так и для проверки расчетов, основанных на теоретических соображениях (Будыко, Константинов и др.). Определение испарения-конденсации в условиях снежной или ледовой подстилающей поверхности испарителями имеет то преимущество, что при этом методе не столь существенно нарушение влагообмена между образцом льда и окружающей средой. В то же время возникнет ряд трудностей, обуславливающих необходимость особой тщательности в проведении измерений. При большой интенсивности таяния на ледниках Урала в испарителях, загруженных монолитами льда, очень быстро появляется вода и образуется воздушное пространство между монолитом и стенками испарителя [194].

Величина испарения-конденсации, если в испарителе имеется вода, оказывается ниже действительной, так как градиент влажности вода — воздух, определяющий поток влаги, меньше, чем градиент влажности лед — воздух. Образование воздушного пространства между стенками испарителя и монолитом приводит к тому, что во влагообмене участвуют не только поверхность монолита, но, частично, и его стенки. Определить эту добавочную площадь практически невозможно, и за испаряющую принимается только горизонтальная поверхность. В связи с этим получаемая величина влагообмена оказывается выше действительной.

Сопоставление измеренных величин испарения с вычислениями по методу теплового баланса показало высокий коэффициент корреляции, равный 0,94. Средний коэффициент внешней диффузии, вычисленный по измеренному испарению, равен 11,00 см/сек. Коэффициенты корреляции между этой величиной и средним коэффициентом внешней диффузии, который определен по методу теплового баланса и эмпирической зависимостью, равны соответственно 0,85 и 0,90.

По данным наблюдений на леднике МГУ была сделана попытка установить зависимость коэффициента внешней диффузии от скорости ветра на высоте 2 м (рис. 65). Наличие достаточно четкой зависимости позволяет утверждать, что при скоростях ветра, превышающих 3 м/сек, коэффициент внешней диффузии может быть найден по уравнению

$$D = 0,3 u_2 \text{ см/сек. (IV.16)}$$

Средняя ошибка определения по этому уравнению равна 20%, максимальная — 40%.

Другим способом, позволяющим определять величины тепло- и влагообмена без предваритель-

По измеренным величинам испарения и конденсации и данным градиентных наблюдений была получена эмпирическая зависимость интенсивности испарения от температурной стратификации, градиента влажности воздуха и скорости ветра

$$E = \left(0,10 \frac{\Delta t}{u^2} - 0,81 \right) (e_0 - e_2) u_2, \quad (IV.17)$$

где E — интенсивность испарения-конденсации, мм/сутки; Δt — разность температуры поверхности (во время таяния равная нулю) и температуры воздуха на уровне 2 м; u_2 — скорость ветра на уровне 2 м; e_0 — упругость водяных паров при нуле, равная 6,1 мб; e_2 — абсолютная влажность на уровне 2 м. Наименьший разброс экспериментальных точек по отношению к кривой, выражающей эту зависимость, был получен с введением параметра устойчивости. Это находится в соответствии с тем фактом, что почти в половине случаев скорость ветра на уровне 2 м меньше 3 м/сек, при которой на процессы тепло- и влагообмена влияет стратификация приземного слоя воздуха.

В расчетах по методу Обухова — Монина — Казанского существенным является правильное определение параметра шероховатости при безразличной стратификации Z_0 . На ледниках Урала случаи изотермии очень редки, поэтому количество данных, входящих в осреднение профиля ветра, невелико. Это снижает точность определения параметра шероховатости. Геометрические свойства поверхности ледников в период абляции изменяются с изменениями погоды и радиационного режима. В связи с этим возможности определения z для однородной поверхности еще больше сокращаются. Вообще параметр шероховатости снежной и ледяной поверхности невелик. На ледниках Урала он равен в среднем 0,12—0,17 и 0,5—0,05 см (в крайних случаях). При таких малых значениях параметра шероховатости ошибки в его определении ведут к большим ошибкам в расчетах φ_q и φ_e . Так, при изменении температуры воздуха на высоте от 0,5 до 2 м на 1° при скорости ветра 3 м/сек и шероховатости от 0,5 до 0,05 см величина теплообмена изменяется от 0,14 до 0,09 кал/см²·мин, т. е. на 35%.

Расхождения рассчитанных средних за период наблюдений суточных сумм тепло- и влагообмена с разностью, полученной из уравнения теплового баланса, не превышают 14%. Однако первые два метода не могут быть расчетными из-за трудностей определения суммы затрат тепла на таяние.

Метод Казанского — Монина является очень трудоемким, но он дает приемлемую точность расчета (табл. 43).

Анализ различных методов показывает, что в условиях ледников Урала наиболее просто и точно сумма турбулентных составляющих теплового баланса может быть определена по разности суммарных затрат тепла на таяние и радиационного баланса. Определение средних суточных сумм турбулентных потоков тепла отдельно от потока влаги может быть сделано из следующих соображений. Величина влагообмена, определенная разными методами, различается до 60%. В то же время

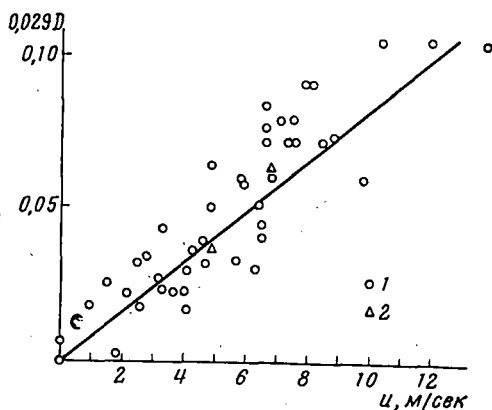


Рис. 65. Зависимость коэффициента внешней диффузии (D) от скорости ветра (u) на леднике МГУ на уровне 2 м

1 — по срочным данным, 2 — по осредненным данным

Средние величины турбулентного потока тепла P' и влаги LE' (в $кал/см^2 \cdot сутки$) на леднике МГУ, рассчитанные по методу теплового баланса, по данным весовых испарителей и по методу Казанского—Монина

Год	Характеристика	М е т о д			
		теплового баланса	весовых испарителей	Казанско- го—Монина	$P+LE=$ $=80A-B$
1959	P'	165	180	203	—
	LE'	96	84	96	—
	$P' + LE'$	263	264	299	—
	$\frac{(80A - B) - (P' + LE')}{A - B} \cdot 100, \%$	7	7	6	282
1960	P'	151	140	193	—
	LE'	37	43	00	—
	$P' + LE'$	188	183	193	—
	$\frac{(80A - B) - (P' + LE')}{A - B} \cdot 100, \%$	11	8	14	170

она постоянно составляет 20—30% от величины суммы тепло- и влагообмена, полученной по всем рассмотренным методам расчета. Поэтому можно считать, что в среднем за длительный период доля конденсации составляет 25% от турбулентного потока тепла, затрачиваемого на таяние. Однако в отдельные сутки это соотношение может сильно изменяться. Так, по наблюдениям за испарением-конденсацией по испарителям было установлено, что в дни с высокой влажностью воздуха, доходящей до 12—14 мб, влагообмен составляет 60% от турбулентного потока тепла. Напротив, в дни, когда влажность воздуха ниже 6,1 мб, затраты тепла на испарение составляют 10—12% от турбулентного потока тепла.

При определении суточных сумм тепло- и влагообмена расчеты по всем методам дают очень большие расхождения. На рис. 66 представлен хронологический график хода интенсивности испарения-конденсации, которые были определены различными способами. В общем все методы одинаково описывают режим влагообмена, однако расхождения

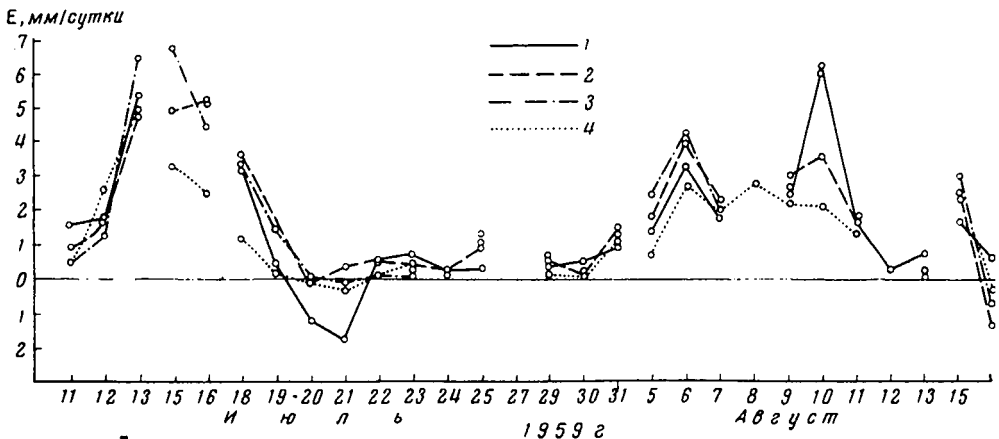


Рис. 66. Ход суточных сумм испарения-конденсации (E) на леднике МГУ в период таяния 1959 г., полученных разными методами

1 — по методу Казанского—Монина, 2 — по весовым испарителям, 3 — по эмпирической зависимости: коэффициента внешней диффузии от скорости ветра, 4 — по методу теплового баланса

в абсолютных величинах достигают 300%. Суммарные значения турбулентного потока тепла и влаги были определены из уравнения теплового баланса (табл. 44).

Таблица 44

Составляющие теплового баланса на ледниках ИГАН и МГУ за период таяния льда

Год	Ледник	Период наблюдений	Количество дней наблюдений	Общие затраты тепла на таяние Λ , ккал/см ²	Суммы турбулентных потоков тепла и влаги $P+LE$, ккал/см ²	Вклад $P+LE$ в общие затраты тепла на таяние, %	P , ккал/см ²	LE , к. а./см ²	Среднесуточное стаивание за счет турбулентных потоков, мм слоя воды	Среднесуточное стаивание за счет P , мм слоя воды	Среднесуточное стаивание за счет LE , мм слоя воды
1958	ИГАН	22.VII—23.VIII	33	11,4	5,7	50	4,20	1,50	22	16	6
1959	ИГАН	20.VII—31.VIII	43	15,2	6,3	41	4,70	1,60	18	13	5
	МГУ	8.VII—16.VIII	40	16,2	7,9	49	5,95	1,98	24	18	6
1960	ИГАН	16.VII—31.VIII	47	14,6	4,0	27	3,00	1,00	10	8	2
	МГУ	10.VII—18.VIII	38	14,2	5,8	41	4,35	1,45	18	14	4
1961	ИГАН	1—26.VIII	26	9,2	4,3	47	3,30	1,00	21	16	5

Таяние льда ледника продолжается около полутора месяца, охватывая в основном период с середины июля до конца августа. Вклад турбулентных потоков в таяние равен в различные годы от 4 до 8 ккал/см², что составляет до 50% от полных затрат тепла на таяние. В среднем за сутки за счет теплообмена стаивает от 10—22 мм льда в слое воды и за счет тепла, выделяющегося при конденсации, — от 2 до 6 мм.

Период абляции сезонного снега продолжается 30—40 дней — с середины июня до середины или конца июля. Слой воды от таяния сезонного снега в отдельные годы составляет от 0,5 до 1,9 м. Следовательно, величина стаивающего за лето слоя льда при равных погодных условиях абляции находится в зависимости от величины зимнего снегонакопления.

Структура теплового баланса в период абляции сезонного снега значительно отличается от описанного выше сочетания факторов таяния во время абляции льда ледника. В связи с тем, что наиболее ясная погода бывает в июне, суммарная радиация за период таяния сезонного снега достигает наибольших значений (20 ккал/см²), т. е. она почти вдвое больше радиации, поступающей во время таяния льда. Однако вследствие значительной величины альbedo поверхности тающего снега (в среднем 50%) вклад поглощенной радиации в общие затраты тепла на таяние равен 8—10 ккал/см², что составляет 60—70% затрат тепла на таяние (табл. 45). Таяние сезонного снега происходит за счет прямой и рассеянной солнечной радиации, а также за счет турбулентных потоков тепла и влаги, причем на каждый из этих трех видов тепла приходится примерно по 1/3.

Таблица 45

Структура теплового баланса ледника ИГАН

Год	Полный период таяния					Период таяния сезонного снега				Период таяния льда			
	$B+P+LE$		B		$P+LE$	B		$P+LE$		B		$P+LE$	
	ккал	ккал	%	ккал	%	ккал	%	ккал	%	ккал	%	ккал	%
1959	29,0	17,7	61	11,3	39	8,8	64	5,0	36	8,9	59	6,3	41
1961	24,0	15,7	65	8,3	35	10,8	73	4,0	27	4,9	53	4,3	47
1963	29,2	15,9	55	13,3	45								

За весь период таяния сезонного снега и льда вклад поглощенной радиации в общие затраты тепла на таяние за счет повышенного поступления солнечной энергии в июне больше вклада поглощенной радиации в таянии собственно льда ледников. Так, в 1961 г. вклад поглощенной радиации в таянии сезонного снега и льда составляет 65%, а в таянии собственно льда — 53%.

4. ТИПЫ ТАЯНИЯ

В течение периода абляции характер таяния значительно меняется. В соответствии с изменениями погодных условий тепловой баланс тающего ледника может сильно отличаться от приведенных выше средних соотношений. Как известно, характер погоды в общих чертах определяется синоптической ситуацией в данном районе. Анализ соответствующего материала позволяет выделить из всего многообразия синоптических положений три типа погоды: 1) радиационный тип, когда погода в рассматриваемом районе обуславливается преобладанием антициклонального поля; 2) адвективный тип, когда погода определяется преобладанием циклонального поля в рассматриваемом районе; 3) адвективно-радиационный тип, когда погода определяется совместными влияниями циклональных и антициклональных полей. Выделенным типам соответствуют следующие типы погоды: ясная, пасмурная, погода с переменной облачностью. Типизация погоды по величине облачности, температуре воздуха и другим метеорологическим характеристикам соответствует выделенным характерным ситуациям (табл. 46).

Таблица 46

Сравнение средних характеристик суммарной радиации при различных синоптических условиях и типах погоды

Тип погоды или синоптические условия	Суммарная радиация		Радиационный баланс	
	кал/см ² .сутки	%*	кал/см ² .сутки	%*
Пасмурно	180	17	80	38
Адвективный тип	210	14	110	27
Разность	30		30	
Ясно	520	12	240	8
Радиационный тип	460	13	260	8
Разность	60		20	
Переменная облачность	380	18	200	15
Адвективно-радиационный тип	310	23	170	18
Разность	70		30	

* В этой графе дается отношение разности к величине суммарной радиации или радиационного баланса при данных типе погоды или синоптических условиях.

Средние характеристики суммарной радиации и радиационного баланса, полученные из обобщения по синоптическим условиям и типам погоды, различаются незначительно. Максимальные расхождения (27—38%) получены при осреднении для адвективного типа и пасмурной погоды. В остальных случаях расхождения не превышают 25%. Следовательно, можно считать, что рассмотренные типы синоптических ситуаций достаточно четко проявляются в определенных погодных условиях. Соответственно выделяются следующие типы таяния: адвективный, радиационный, адвективно-радиационный. В каждом из этих типов выделяются теплый и холодный режимы таяния (рис. 67).

Адвективный тип таяния формируется во время установления циклонического поля в районе Полярного Урала. Таяние выше

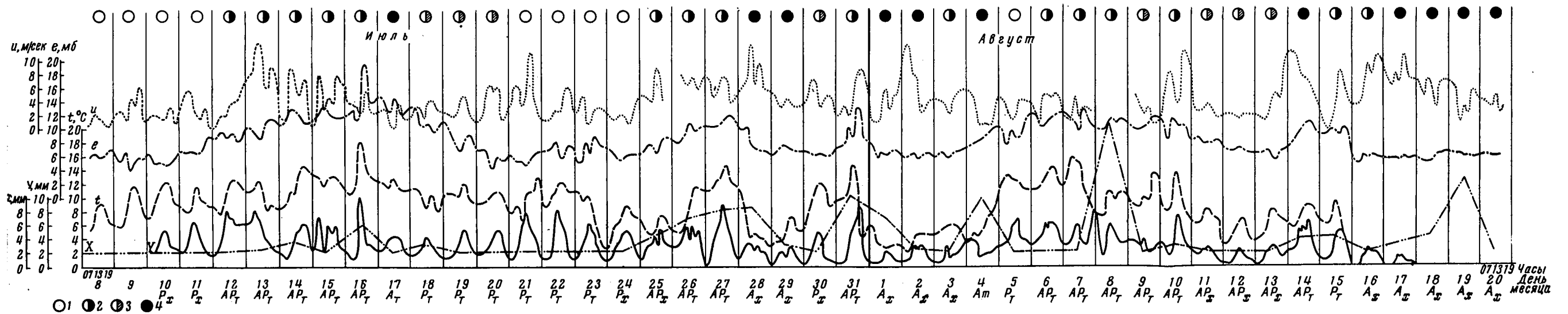


Рис. 67. Хронологический график метеорологических элементов и стока по стоковой площадке и типизация таяния на леднике МГУ за период наблюдений 1959 г.
 Типы таяния: P_x — радиационный холодный, P_T — радиационный теплый, A_x — адвективный холодный, A_T — адвективный теплый, AP_x — адвективно-радиационный холодный, AP_T — адвективно-радиационный теплый.
 1 — ясно, 2 — переменнo, 3 — облачно, 4 — пасмурно; u — скорость ветра, e — абсолютная влажность, t — температура воздуха, x — осадки, y — сток со стоковой площадки

Оледенение Урала

средней интенсивности происходит при адвекции тепла, связанной с прохождением циклонов из Средней Европы и Средиземноморья. При адвекции холода, поступающего с циклонами, перемещающимися из высоких широт Арктики или Северной Атлантики, наблюдаются наименьшие величины абляции. Нередко резкое похолодание и выпадение снега на несколько дней сводят абляцию к нулю.

Адвективный тип таяния характеризуется слабовыраженным суточным ходом, который соответствует слабовыраженному суточному ходу радиационного баланса и метеоэлементов в условиях пасмурной, часто с туманами и осадками погоды. Во время адвекции тепла таяние происходит круглосуточно при температуре до 14° , влажности воздуха до 13 мб и при слабом, а иногда сильном ветре. Турбулентный теплоприход в несколько раз превышает радиационный баланс и суточное стаивание составляет 50—70 мм в слое воды. Во время адвекции холода сумма турбулентных потоков равна или немного превышает радиационный баланс. Таяние составляет не более 30 мм в сутки, а иногда прекращается совсем. Таяние адвективного типа занимает 25—30% периода абляции ледников. Основная часть этого времени приходится на адвекцию тепла. Адвекция холода, продолжающаяся 3—5 дней, бывает всего 1—2 раза в течение лета.

Радиационный тип таяния наблюдается во время безоблачной погоды, связанной с установлением над Полярным Уралом центра антициклона или гребня высокого давления. Для него характерен плавный суточный ход абляции и радиационного баланса с максимумом таяния в околополуденные часы. До 80% поступающей радиации составляет прямая радиация.

Холодный подтип радиационного таяния имеет место при вторжении с севера слаботрансформированных арктических воздушных масс с низкой температурой и влажностью воздуха. В ночные часы таяние прекращается и талые воды на поверхности ледника замерзают. Днем наблюдается испарение. Дневное таяние невелико и на 80—90% осуществляется за счет солнечной радиации.

При теплом подтипе радиационного таяния температура и влажность воздуха высокие. Испарения с тающей поверхности не происходит. Таяние интенсивное, не прекращающееся ночью; иногда оно выше, чем при теплой адвекции. В некоторых случаях его суточные величины составляют летний максимум. Радиационный тип таяния, как теплый, так и холодный, составляет 15—30% от периода летней абляции. При этом холодный радиационный тип таяния наблюдается несколько чаще, чем теплый.

Адвективно-радиационный тип таяния отмечается во время прохождения через Урал границы влияния циклонической и антициклонической циркуляции. Погода, обусловленная этой синоптической ситуацией, характеризуется переменной облачностью, слабым или умеренным ветром. В зависимости от того, какой сектор циклона имеет место, выделяются два режима таяния — при холодном и при теплом адвективно-радиационном типе погоды. И в том и другом случаях суммарная радиация составляет наполовину из рассеянной. При теплом подтипе интенсивное таяние не прекращается и ночью. При холодном подтипе таяние слабее. В обоих случаях 50—60% затрат тепла на таяние осуществляется турбулентными потоками тепла и влаги. Среднесуточное стаивание во время адвективно-радиационного таяния равно около 40 мм. Повторяемость этого типа таяния в различные годы составляет от 30 до 60%.

В первой половине периода абляции, когда происходит стаивание сезонного снега, преобладают радиационный и радиационно-адвективный типы таяния. Это соответствует сравнительно малооблачной

погоде в июне-июле, когда коротковолновая радиация преобладает в сумме затрат тепла на таяние (см. табл. 45). Во второй половине периода абляции — июле-августе, — когда происходит таяние льда ледника после схода сезонного снега, наиболее часты радиационно-адвективный и адвективный типы таяния. Таяние радиационного типа в этот период сравнительно редко (см. табл. 36). Это объясняется тем, что в июле-августе больше развита циклоническая деятельность, усиливающая облачность. В это время чаще вторжения теплого воздуха, благодаря чему вклад турбулентных составляющих в затраты тепла на таяние больше, чем в начале лета (см. табл. 45). В августе часты также холодные вторжения, с которыми связаны снегопады. Как видно из табл. 25, летние снегопады приходятся на август. Периодические адвекции холода в период таяния льда ледника являются причиной того, что средняя интенсивность стаивания в 2-3 раза ниже суточной интенсивности стаивания, наблюдающейся при радиационно-адвективном типе таяния.

5. РЕЖИМ АБЛЯЦИИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ЛЕДНИКОВ

Абляция поверхности снежного покрова и ледников происходит в течение всего года путем возгонки при соответствующих метеорологических условиях. Однако с октября по март этот процесс развит слабо и практического значения не имеет. В апреле суточные суммы суммарной радиации на метеостанции Б. Хадата составляют в среднем 350 кал/см^2 . Величина альбедо снежной поверхности в этот период равна в среднем 0,7, а величина поглощенной радиации — около $100 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сутки}$. Температура снега в апреле уже высокая (см. гл. III), так что основная часть поглощенной радиации идет на абляцию поверхности снега. Абсолютная влажность воздуха низкая. Температуры воздуха большей частью ниже нуля, хотя на Приполярном и Северном Урале в апреле обычно бывают оттепели. При таких условиях основная часть поглощенной радиации расходуется на абляцию поверхности снега путем возгонки. Суточная сумма поглощенной радиации, равная 100 кал/см^2 , при отсутствии таяния и расхода тепла на прогревание снежной толщи соответствует суточной величине абляции, равной примерно 1,5 мм в слое воды*. Расчеты абляции поверхности снежного покрова, произведенные как с учетом B_k — поглощенной радиации, так и с учетом метеорологических элементов по формулам, приведенным в работе [175], показали, что в условиях Полярного Урала она составляет за апрель 40—50 мм. На восточной малоснежной периферии гор такая величина абляции приводит к существенному изменению характера снежного покрова — значительно уменьшается процент заснеженности.

После начала интенсивного таяния снежный покров на малоснежной восточной периферии Уральского хребта и на окружающих равнинах полностью сходит в течение 5—10 дней. Снежный покров западной многоснежной части Урала представляет в это время отдельные изолированные участки — весенне-летние снежники и снежники-перелетки.

На расчлененных склонах и в долинах рек большая часть снежников имеет форму длинных и узких полос, приуроченных к ложбинам стока. На горных плато, на ровных склонах восточной экспозиции и в карах скопления снега имеют в плане относительно округлую форму. Наиболее интенсивное таяние снега начинается именно после распада сплошного снежного покрова на изолированные участки. Такое усиление таяния объясняется не только общим потеплением, но и особенностями теплообмена поверхности снежников и ледников с приземным

* Теплоту возгонки мы принимаем равной 680 кал/г .

слоем воздуха. Количественный анализ этих особенностей будет проведён в следующем разделе главы.

Заснеженность территории быстро уменьшается после начала интенсивности таяния в июне и первой половине июля (см. рис. 31), в дальнейшем она уменьшается медленнее, а во второй половине августа остается практически постоянной, т. е. равной площади ледников и снежников-перелетков. Наиболее интенсивная абляция поверхности ледников и снежников наблюдается обычно во второй половине июля, когда максимальные температуры воздуха нередко совпадают с периодами интенсивной радиации. Максимальная величина суточной абляции, наблюдавшаяся на снежнике Хадатинском и на ледниках, составляла соответственно 120 и 100 мм в слое воды.

В августе вследствие понижения температуры воздуха и радиационного баланса поверхности интенсивность абляции значительно уменьшается. В первой декаде августа на высоко расположенных ледниках и снежниках Урала, как правило, наблюдаются перерывы в абляции и выпадение свежего снега, сохраняющегося в течение нескольких дней. Наиболее ранний срок полного прекращения таяния на ледниках Полярного Урала за последнее десятилетие был зафиксирован 23 августа 1958 г., когда наступило резкое похолодание и выпало значительное количество снега. В 1962 г. таяние на ледниках продолжалось до конца сентября, причем только за вторую половину месяца на леднике ИГАН стаяло около 200 мм льда (в слое воды). На ледниках Полярного Урала за 6 лет наблюдений период абляции заканчивался в среднем 10—15 сентября, а на долинных снежниках — в конце сентября.

Наиболее поздняя осенняя оттепель на Полярном Урале наблюдалась в октябре 1958 г., когда в долинах сошла большая часть выпавшего снега, и таяние захватило даже ледники.

Особенностью режима абляции поверхности ледников Урала является относительно позднее наступление сроков появления льда. В течение пяти лет (с 1958 по 1962 г.) первые участки льда на леднике ИГАН обнажались от сезонного снега 15—25 июля, т. е. в период максимальной интенсивности абляции. Поэтому масса стаявшего льда на этом леднике составляла обычно около $\frac{1}{3}$ массы стаявшего вещества. Только в 1963 г. в связи с небольшим снегонакоплением и исключительно теплой погодой в начале лета первый лед появился 25 июня.

6. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ АБЛЯЦИИ ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВ И СНЕЖНИКОВ

Величины абляции снежного покрова в условиях равнинных территорий вычисляются обычно по материалам повторных снегомерных съемок. Этот метод интегрально учитывает всё пространственные изменения абляции поверхности снежного покрова. Однако в условиях трудно доступных районов гор, каким является исследуемый район, этот метод применять трудно. В этих случаях особое значение приобретает исследование закономерностей пространственного изменения величин абляции. Знание этих закономерностей позволяет произвести расчет величины абляции поверхности снежного покрова и льда в среднем для некоторой территории по данным об абляции в одной или небольшом количестве точек.

На интенсивность абляции поверхности сплошного снежного покрова, снежников и ледников за определенный интервал времени влияет абсолютная высота местности, ее экспозиции и степень закрытости от прямых лучей солнца. После распада сплошного снежного покрова на отдельные участки существенное влияние на интенсивность абляции начинает оказывать форма и характерный размер ледников и снежников.

Этот фактор до последнего времени практически не учитывался. В то же время для районов, где формируется и длительно сохраняется ландшафт снежников и небольших ледников, к которым относятся все среднегорные районы высоких и средних широт, этот фактор весьма важен.

Влияние размера снежника или ледника на интенсивность абляции

Рассмотрим особенности таяния изолированных скоплений снега, фирна и льда, горизонтальные размеры которых имеют порядок несколько десятков или сотен метров. Если радиационный баланс постоянен по площади снежника (ледника), то изменение величин абляции обуславливается только изменением величин турбулентных потоков тепла P и влаги LE , связанных с трансформацией полей температуры и влажности воздуха, натекающих на снежник (ледник).

Расположим ось x на тающей поверхности вдоль линий тока воздуха по направлению его движения. Для случая установившегося режима при развитой турбулентности напишем уравнения трансформации тепла и влаги воздуха в виде:

$$u(z) \frac{\partial t}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(z) \frac{\partial t}{\partial z} \right] + u(z) \gamma_a \sin \alpha + u(z) \frac{L}{C_p} \cdot \frac{\partial r}{\partial x}; \quad (\text{IV. 18})$$

$$u(z) \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(z) \frac{\partial q}{\partial z} \right] + u(z) \frac{\partial r}{\partial x}, \quad (\text{IV. 19})$$

где $u(z)$ — скорость ветра в зависимости от высоты; $k(z)$ — коэффициент обмена в зависимости от высоты; γ_a — адиабатический градиент температуры воздуха; α — уклон поверхности; L — скрытая теплота испарения воды; C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; r — удельное количество капельно-жидкой воды в воздухе; q — удельная влажность воздуха; t — температура воздуха.

Первое слагаемое уравнения (IV. 18) характеризует общее изменение теплосодержания воздуха, второе — изменение теплосодержания за счет обмена теплом с выше- и нижележащими слоями воздуха, а в тонком приземном слое воздуха практически за счет обмена с подстилающей поверхностью, третье — изменение теплосодержания воздуха за счет негоризонтальности тающей поверхности, четвертое — изменение теплосодержания воздуха за счет теплоты испарения или конденсации водяного пара на поверхности взвешенных в воздухе водяных капелек. Первое слагаемое уравнения (IV. 19) характеризует общее изменение количества водяного пара, второе — изменение количества водяного пара за счет обмена с подстилающей поверхностью, третье — за счет испарения или конденсации водяного пара на водяных капельках. Величина $\gamma_a \sin \alpha$ определяет изменение величин абляции с высотой места. Этот вопрос подробно будет рассмотрен ниже. При небольшой крутизне и горизонтальной протяженности снежника (ледника) ею можно пренебречь. Величина $\partial z / \partial x$ может стать значительной в случае образования или исчезновения тумана над тающей поверхностью. Для количественной оценки этой величины, к сожалению, нет данных, поэтому при дальнейшем анализе она исключается.

Рассмотрим снежник, имеющий горизонтальную поверхность и весьма большую протяженность в направлении, перпендикулярном направлению ветра, что исключает влияние поперечного тепло- и влагообмена. В этом случае уравнения (IV. 18) и (IV. 19) можно записать в виде

$$u(z) \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(z) \frac{\partial t}{\partial z} \right]; \quad (\text{IV. 20})$$

$$u(z) \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(z) \frac{\partial q}{\partial z} \right]. \quad (\text{IV.21})$$

Так как при применяющемся на практике аппроксимировании $u(z)$ в виде логарифмической функции уравнения (IV. 20) и (IV. 21) не имеют решения в рациональных функциях [259], воспользуемся решением, предложенным Д. Л. Лайхтманом [189] при $u(z) = u(z/z_1)^m$; $k(z) = k_1(z/z_1)^{1-\varepsilon}$ и краевых условиях:

$x=0$, $t(x, z) = t(0, z)$ — вертикальное распределение температур в момент вхождения воздуха на ледник;

$x \geq 0$ и $z \rightarrow 0$; $t(x, z) = 0$ — температура тающей поверхности;

$x \geq 0$ и $z \rightarrow \infty$; $t(x, z) = \lim t(0, z)$, $z \rightarrow \infty$;

m — постоянная; ε — параметр устойчивости; u_1 и k_1 — соответственно скорость ветра и коэффициент обмена на единичной высоте z_1 .

После аналитического определения полей температуры и влажности воздуха потоки тепла к тающей поверхности при неоднородных граничных условиях определяются как

$$P(x) = \rho C_p k_1 \frac{\partial t(x)}{\partial z} = \frac{\rho C_p k_1 \varepsilon}{z_1} \left[\frac{t_{\Pi}}{\Gamma(1+p) \left(\frac{\varepsilon^2}{\rho^2} \cdot \frac{k_1 x}{u_1 z_1^2} \right)^p} + t_1 - t_{\Pi} \right]; \quad (\text{IV.22})$$

$$EL(x) = \rho L k_1 \frac{\partial q(x)}{\partial z} = \frac{\rho L k_1 \varepsilon}{z_1} \left[\frac{q_{\Pi}}{\Gamma(1+p) \left(\frac{\varepsilon^2}{\rho^2} \cdot \frac{k_1 x}{u_1 z_1^2} \right)^p} + q_1 - q_{\Pi} \right]. \quad (\text{IV.23})$$

Здесь $p = \frac{\varepsilon}{m+1+\varepsilon}$; $\Gamma(1+p)$ — гамма-функция; t_{Π} и q_{Π} — температура и

влажность припочвенного слоя воздуха в момент натекания на ледник; t_1 , q_1 , u_1 , k_1 — соответствующие величины на единичной высоте над тающей поверхностью; ρ — плотность воздуха. Обозначим безразмерную

величину $\frac{1}{\Gamma(1+p) \left(\frac{\varepsilon^2}{\rho^2} \cdot \frac{k_1}{u_1 z_1^2} \right)^p}$ через A .

Анализ данных градиентных наблюдений, проведенных Полярно-Уральской гляциологической экспедицией, показал, что логарифмическая функция распределения метеоэлементов по высоте близка к показательной при $m=1/7$ и $z > 10$ см. Примем $\varepsilon \approx m=1/7$. Тогда $p=0,1$, $\Gamma(1+p) \approx 1$ и $A = (u_1/2k_1)^{0,1}$. Величина p по различным как экспериментальным, так и теоретическим данным близка к 0,1 [259], хотя в самом начале трансформации воздуха она несомненно выше. Действительно; так как $\varepsilon = f(\Delta t/u^2)$, то при неизменной вдоль оси x скорости ветра u_1 величина ε определяется только вертикальным градиентом температуры Δt , который особенно высок у наветренного края снежника. Расчеты величины ε по данным градиентных измерений скорости ветра в 10—15 м от наветренного края горизонтального снежника по методу Д. Л. Лайхтмана [189] дали величины 0,10—0,20. Но так как надежное определение величины ε требует очень высокой точности измерения величин u на многих (в том числе и высоких) горизонтах, то полученные величины следует считать ориентировочными. Величина A мало изменяется в широком диапазоне величин изменения u_1 и k_1 , так как обе они изменяются в одном и том же направлении. Так, например, при

$p=0,1$ в диапазоне изменений u_1 от 1 до 8 м/сек и k_1 — от 0,02 до 0,06 м²/сек величина A изменяется лишь от 1,38 до 1,52. Поэтому эту величину в первом приближении можно считать постоянной.

Запишем теперь величины прихода тепла и влаги (в пересчете на эквивалентное количество тепла испарения-конденсации) в виде

$$P(x) = (\rho C_p A t_n x^{-p} + \rho C_p \Delta t) \frac{K_1 e}{z_1}; \quad (IV. 24)$$

$$EL(x) = (\rho L A q_n x^{-p} + \rho L \Delta q) \frac{K_1 e}{z_1}, \quad (IV. 25)$$

где $\Delta t = t_1 - t_n$; $\Delta q = q_1 - q_n$. Величина турбулентной составляющей абляции

$$\Phi(x) = P(x) + EL(x). \quad (IV. 26)$$

Относительная величина турбулентной составляющей абляции

$$\frac{\Phi(x)}{\Phi(1)} = Mx^{-p} - M + 1, \quad (IV. 27)$$

где

$$M = \frac{A(C_p t_n + Lq_n)}{A(C_p t_n + Lq_n) + C_p \Delta t + L\Delta q}. \quad (IV. 28)$$

Величины $\Phi(x)/\Phi(1)$, полученные в полевых условиях при изучении абляции поверхности плоских снежников, имеющих форму вытянутых полос, приведены на рис. 68. Использовались только данные измерений,

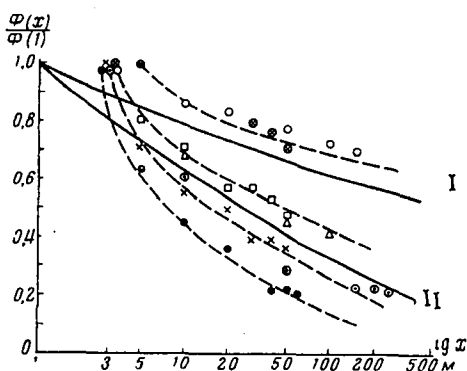


Рис. 68. Зависимость относительной величины турбулентной составляющей абляции ($\Phi(x)/\Phi(1)$) от расстояния от наветренного края горизонтального снежника ($\lg x$), вытянутого перпендикулярно направлению ветра, по данным различных серий наблюдений

Сплошные кривые получены теоретически, пунктирные — экспериментально

когда ветер был направлен перпендикулярно к кромке снежника. Величина абляции определялась по тонким бамбуковым реечкам, углубленным до плотного слоя, практически не подверженного оседанию снега. До этого же уровня измерялся и объемный вес снега. Поправка на влажность снега не вводилась, так как величина объемного веса снега и величина снижения его поверхности определялись в ночные часы, когда влажность снега невелика.

В одной точке производился контроль за величиной стаивания, рассчитанной по изменению водозапаса в снежной толще и по данным, полученным по лизиметру. При интенсивности таяния 30—50 мм в сутки расхождение в данных, полученных обоими методами, не превышало 10%. Радиационный баланс измерялся термоэлектрическим балансомером Янишевского 1 раз в 30 мин с 10-кратной повторностью и систе-

матическим контролем переводного множителя прибора. Градиентные измерения температуры и влажности воздуха производились аспирационным психрометром, а скорости ветра — анемометром Фусса на уровнях 0,05; 0,25 и 2,00 м также через 30 мин. Величина $\Phi(x)$ вычислялась как разность величин таяния и радиационной составляющей таяния.

Верхняя группа точек на рис. 68 характеризует условия трансформации воздуха при однородных граничных условиях, когда $t_1 \approx t_{\text{п}}$ и $q_1 \approx q_{\text{п}}$. При этом $\Phi(x)/\Phi(1) = x^{-p}$. Так как экспериментальные точки лежат несколько выше кривой $\Phi(x)/\Phi(1) = x^{-0,1}$, то, по-видимому, показатель степени равен 0,09. Этому случаю соответствуют следующие метеорологические условия: облачность 10/10 баллов, радиационный баланс порядка 0,1 кал/см²·мин, ветер не менее 2—3 м/сек. Остальные группы точек соответствуют условиям переменной облачности или ясной погоды, радиационный баланс большой, нижние слои воздуха (до его натекания на снежник) сильно нагреты и содержат большое количество водяного пара. Кривая II (см. рис. 68) построена по формуле (IV. 27) при введении в нее средних для всех серий наблюдений при неоднородных условиях величин метеорологических элементов. Величины $t_{\text{п}}$ и $q_{\text{п}}$ были получены экстраполяцией соответствующих экспериментальных кривых до высоты $z = 0,1$ см. Они оказались близкими к величинам $t_{\text{п}}$, полученным по срочному почвенному термометру, и $q_{\text{п}}$, полученной как упругость насыщающего пара при температуре $t_{\text{п}}$. Исходные величины для построения кривой следующие: $u_1 = 3$ м/сек, $k_1 = 0,03$ м²/сек, $t_{\text{п}} = 13^\circ$, $t_1 = 8^\circ$, $q_{\text{п}} = 0,0053$ г/г, $q_1 = 0,0004$ г/г.

Значительный нагрев и насыщение водяным паром приземного слоя воздуха обусловлены тем, что опыты при неоднородных условиях производились при преобладании ясной погоды и большой влажности почвы. В частном случае, когда почва насыщена водой, по-видимому, возможно вычисление по формуле (IV. 28) с использованием стандартных данных метеостанций о температуре и влажности воздуха на высоте 2 м и температуре почвы. Если же после схода снега почва уже подсохла, то для определения величин $t_{\text{п}}$ и $q_{\text{п}}$ необходимы данные градиентных наблюдений над температурой и влажностью воздуха.

Переходя с нагретой и влажной почвы на снежник, воздух отдает ему тепло и влагу, причем, если верхние слои воздуха имеют влажность ниже 6,1 мб, как в рассмотренном выше примере, то на некотором расстоянии от края снежника конденсация на поверхности снега сменится испарением, еще дальше от края (в случае обширного снежного поля) величина турбулентной составляющей абляции станет отрицательной, а когда она сравняется по величине с радиационным балансом поверхности, то таяние прекратится и величина абляции будет равна величине испарения с поверхности снега. Как видно из рис. 68, величина турбулентной составляющей абляции на расстоянии до 3—5 м от наветренного края снежника практически неизменна, что объясняется наличием поперечной диффузии тепла и влаги, не учтенной в уравнениях (IV. 27), (IV. 25).

Примем за средний характерный размер снежника (ледника) среднюю длину пути, проходимого воздухом над объектом. Обозначив величину среднего характерного размера x_0 , найдем среднюю для всей площади объекта относительную величину турбулентной составляющей абляции:

$$\frac{\Phi_{\text{ср}}}{\Phi(1)} = \frac{1}{x_0} \int_0^{x_0} (Mx^{-p} - M + 1) dx = \frac{Mx_0^{-p}}{1-p} - M + 1. \quad (\text{IV. 29})$$

Величины $\Phi_{\text{ср}}/\Phi$ (1) при различных характерных размерах ледников для условий, описываемых кривыми I и II (см. рис. 68), приведены в табл. 47.

Таблица 47

Влияние характерного размера ледника (снежника) на среднюю относительную величину турбулентной составляющей абляции поверхности

x	$\frac{\Phi_{\text{ср}}}{\Phi(1)}$ (кривая I)	$\frac{\Phi_{\text{ср}}}{\Phi(1)}$ (кривая II)
10	0,88	0,80
100	0,70	0,50
500	0,60	0,26

Если, например, на некоторой горизонтальной, равномерно облучаемой солнцем поверхности расположены перпендикулярно ветру снежные полосы, то величина турбулентной составляющей абляции их поверхности при ширине 10 м будет в 1,6 раза больше, чем при ширине 100 м, и в 3,1 раза больше, чем при ширине 500 м, а при плотной облачности — соответственно в 1,25 и в 1,45 раза больше. Таким образом, если в бассейне имеется ландшафт мелких участков снега и льда, то при прочих равных условиях таяние снега и льда будет значительно более интенсивным, чем в бассейне с ландшафтом крупных снежных полей и ледников. Размер ледников и снежников особенно сильно сказывается на интенсивности таяния при радиационном типе таяния и значительно меньше — при адвективном.

Как показали температурные разрезы, один из которых приведен на рис. 69, описанный выше эффект трансформации воздуха, натекающего

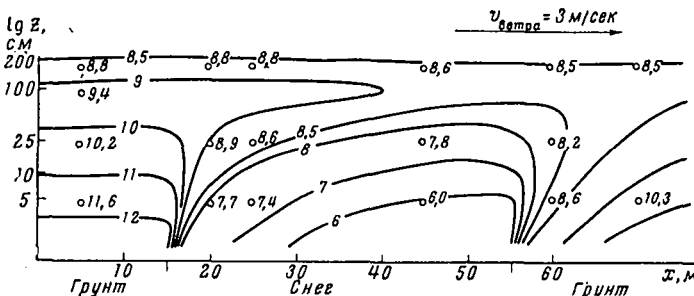


Рис. 69. Поле температур воздуха над горизонтальным снежником в ясный умеренно-теплый день

на снежник, количественно достигается тогда, когда характерные расстояния между снежниками равны или больше характерных размеров самих снежников. В этом случае приземный слой воздуха, охлажденный над снежником, успевает вновь нагреться так, что процесс теплообмена между ним и подстилающей поверхностью приобретает квазистационарный характер.

Для определения среднего характерного размера снежников и ледников в бассейне можно использовать материалы аэрофотосъемки бассейна или карты заснеженности территории в данный момент. По территории бассейна проводятся линии тока воздуха и вдоль каждой из

них насчитывается суммарная длина пути, проходимого воздухом над снегом и льдом, и количество снежников и ледников. Величина характерного размера определяется делением первой величины на вторую.

Особенности теплового баланса и интенсивности абляции поверхности каровых ледников

Небольшие каровые ледники — наиболее характерные и широко распространенные представители современного оледенения Урала. Основной их особенностью является решающее влияние вмещающей формы рельефа на формирование прихода и убыли вещества ледника.

Рассмотрим величины абляции и составляющих теплового баланса поверхности карового ледника Обручева за период с 20 по 26 июля 1962 г., когда на нем были проведены наблюдения по описанной выше методике. Дополнительно производилось нанесение на план «линии тени». Теплобалансовые измерения проводились в центральной части ледника. Абляционные рейки располагались таким образом, чтобы выявить прежде всего изменения абляции в краевых частях ледника, где они наиболее значительны. Четыре рейки были установлены на плоской центральной части и семь реек — на наклонной к востоку части ледникового языка (рис. 70). Более 80% всей поверхности ледника в период наблюдений было покрыто плотным однородным фирном.

В течение 20 июля стояла пасмурная погода, радиационный баланс поверхности составил около $100 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сутки}$. Над ледником дул слабый восточный ветер макроциркуляционного происхождения. За сутки суммарная величина абляции поверхности по всем рейкам была почти одинакова и лишь крайние восточные рейки дали величину абляции на 20% большую, чем в центральной части ледника. Это объясняется влиянием трансформации (хотя и слабой) натекающего воздуха и наиболее низким высотным положением конца языка. В последующие сутки наблюдалась преимущественно ясная погода. Радиационный баланс, полученный по непосредственным измерениям в центральной части ледника, превышал $200 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сутки}$. Среднесуточная температура воздуха постепенно поднималась от 6° в начале периода до 14° в конце периода, когда ее величина достигла летнего максимума. Наиболее высокая температура воздуха (на высоте 2 м) в центральной части ледника достигала 20° . Большую часть времени над ледником был хорошо развит стоковый ветер (см. рис. 70, а).

Чтобы получить представление о поле ветра во всем объеме кара, было проведено зондирование нижнего слоя воздуха при помощи обычных сигнальных ракет. После выстрела вертикально вверх ракета оставляла прямой дымовой след, отчетливо видный на фоне темных скал (вертикальные линии на рис. 70, б). В следующее мгновение после выстрела дым начинал двигаться. Было установлено, что толщина слоя воздуха, движущегося вниз по леднику, не превышает 15—30 м. В более высоких слоях воздух двигался вверх по леднику, хотя скорость его движения не превышала 0,5—1 м/сек. У освещенного солнцем северного склона кара были отмечены интенсивные восходящие токи воздуха, а у южного (тепевого) — слабые восходящие токи или неупорядоченное движение. У поверхности ледника ветер повсюду был направлен по уклону. Линия наибольших скоростей ветра оказалась несколько смещенной к северу по отношению к центру тяжести поверхности ледника. Скорости ветра у краев ледника были наименьшими, постепенно возрастая к центру (см. рис. 70, а, б).

Поле температур приземного слоя воздуха по разрезу АБ (см. рис. 70, в) было получено путем одновременных отсчетов температуры по психрометрам Ассмана. Как видно из рисунка, натекающий на ледник

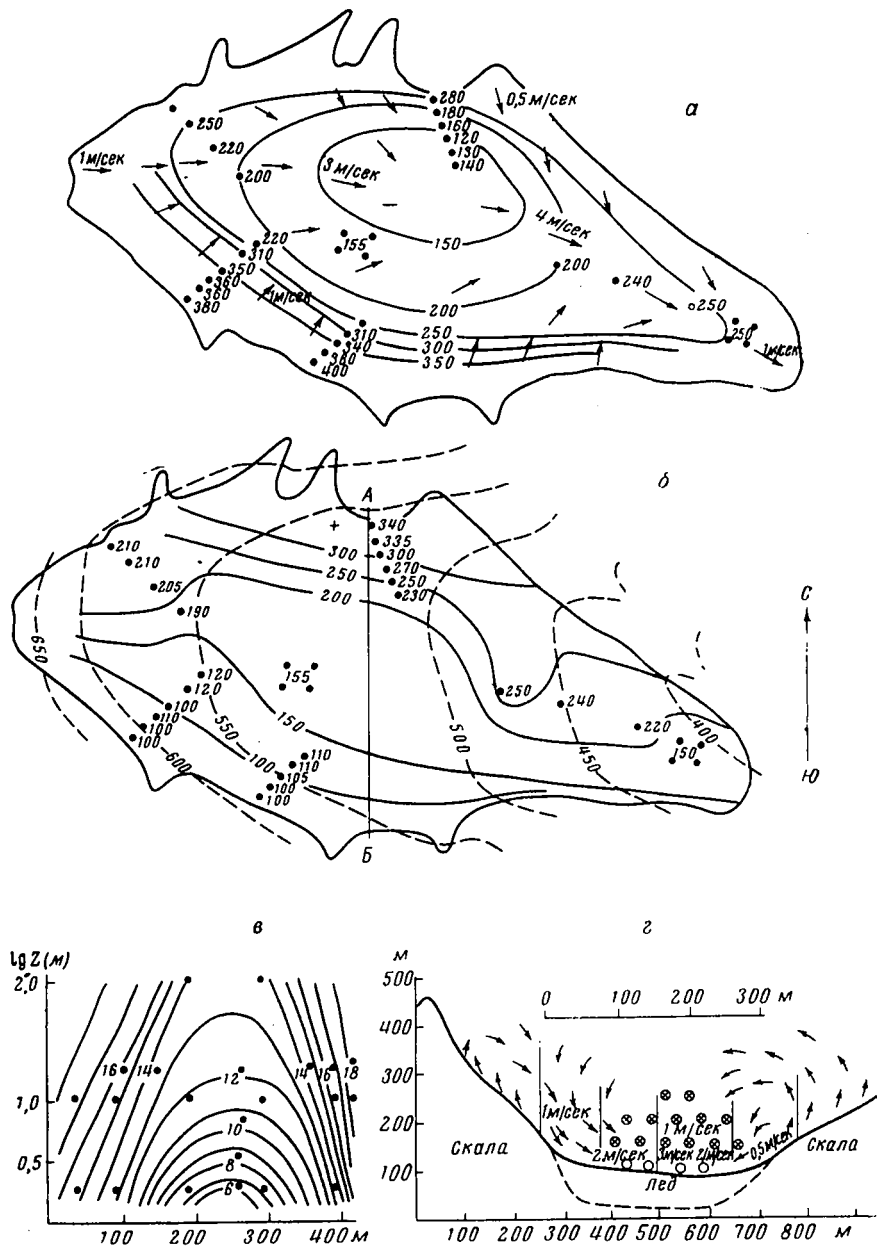


Рис. 70. Условия абляции поверхности карового ледника Обручева за период с 20 по 26 июля 1962 г.

а — изменение турбулентной составляющей абляции (в мм слоя воды) и вектора скорости ветра на высоте 2 м; б — изолинии радиационной составляющей абляции (в мм слоя воды) (сплошные линии) и изогипсы поверхности ледника (пунктирные линии); в — поле температуры воздуха над ледником в ясный умеренно-теплый день по профилю АБ; з — поле скорости ветра над ледником в ясный умеренно-теплый день по профилю АБ

теплый воздух отдает тепло тающей поверхности и постепенно выхолаживается. На уровне 25 см температура его понижается от 15—16° у края ледника до 6—7° в районе, не испытывающем влияния стокового ветра.

Южная часть ледника освещалась солнцем с 4 час 30 мин до 13—14 час, северная — с 4 час 30 мин до 18—19 час. Прямая солнечная радиация для различных точек ледника рассчитывалась по формуле А. Н. Гордова [81] с учетом продолжительности освещенности. Величины рассеянной радиации, альbedo и эффективного излучения поверхности принимались постоянными по площади, хотя последняя, по-видимому, несколько уменьшается у краев ледника. Исходя из этих расчетов и допущений, были получены величины радиационной составляющей абляции для всей поверхности ледника за период с 20 по 26 июля. Величина радиационного баланса северного склона (южной экспозиции) в 3—3,5 раза превышала эту величину для южного склона (северной экспозиции) и в 2 раза — для плоской центральной части ледника.

Величины турбулентной составляющей абляции были получены как разность суммарных величин абляции и величин радиационной составляющей абляции. Как видно из рис. 70, величина $\Phi(x)$ распределяется по площади неравномерно и несимметрично относительно продольной оси ледника. При этом линия пониженных значений величины $\Phi(x)$, по-видимому, совпадает с осью стокового ветра. Интенсивная трансформация воздуха, натекающего на ледник, в основном заканчивается при достижении воздуха центральных частей ледника. Это положение подтверждается температурным разрезом, проведенным примерно вдоль оси стокового ветра. Температура воздуха на высоте 1 м при движении сверху вниз по леднику сначала быстро понижается, затем на плоской поверхности остается почти неизменной, а при опускании воздуха по языку медленно повышается.

Учитывая изложенное, примем за характерный размер ледников половину его средней ширины. Средняя по всему леднику величина турбулентной составляющей абляции $\Phi_{\text{ср}} = 250$ мм, а величина $\Phi(1) = 420$ мм. Отсюда $\Phi_{\text{ср}}/\Phi(1) = 0,6$. Близкий результат был получен по формуле (IV. 29) при использовании средних за период наблюдений метеорологических величин.

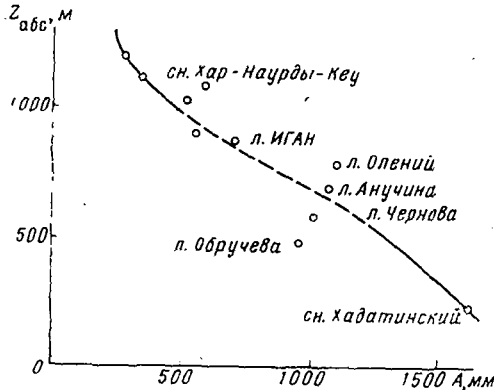
Расчеты, приведенные выше для плоского снежника, вытянутого перпендикулярно ветру, применимы, по-видимому, для каровых ледников и снежников в период развития стокового ветра.

Влияние абсолютной высоты на интенсивность абляции поверхности ледников и снежников

Летом в исследуемом районе вертикальный градиент температуры воздуха составляет 0,0065 град/м с весьма небольшими отклонениями. Вертикальный градиент интенсивности абляции поверхности льда и снега значительно менее постоянен, что объясняется прежде всего неодинаковыми условиями облучения прямой солнечной радиацией на разных высотах и, следовательно, различными величинами температурного коэффициента снеготаяния a_t . При радиационном типе таяния, имеющем наибольшую повторяемость в июне и в первой половине июля, высоко расположенные ледники и снежники получают большее количество радиации, чем низко расположенные. В этот период вертикальный градиент интенсивности абляции составляет в среднем 2—3 мм на 100 м в сутки. В течение второй половины июля и в августе величина его становится довольно стабильной во времени, равной 4—5 мм на 100 м в сутки (рис. 71). Увеличению вертикального градиента абляции в этот промежуток

времени способствует также выпадение снега на высотах, которое бывает на Урале, как правило, в первой половине августа.

Для выяснения вида зависимости суммарной абляции за лето ΣA от высоты места z допустим сначала, что средний за лето температурный коэффициент снеготаяния не зависит от высоты. Тогда величина ΣA будет зависеть только от суммы среднесуточных положительных температур воздуха на данной высоте $\Sigma t_{\text{сут}} = f(z)$, а именно $\Sigma A = a_i f(z)$. Допустим, что температура воздуха на любой высоте изменяется по синусоидальному закону



$$t = \frac{\Delta t}{2} \sin\left(\frac{2\pi\tau}{T} - \frac{\pi}{2}\right) + t_{\text{ср}}, \quad (\text{IV.30})$$

Рис. 71. Зависимость абляции (A) поверхности ледников и снежников Полярного Урала от абсолютной высоты места ($z_{\text{абс}}$) за период с 26 июля по 25 августа 1960 г.

где t — среднесуточная температура воздуха; Δt — годовая амплитуда температур; $t_{\text{ср}}$ — среднегодовая температура; τ — время, *сутки*; $T = 365$ *суток*. При синусоидальном ходе температур очевидно равенство

идеальном ходе температур очевидно равенство

$$t_{\text{ср}} = t_{\text{max}} - \frac{\Delta t}{2} = t_{\text{max},0} - \gamma z - \frac{\Delta t}{2}, \quad (\text{IV.31})$$

где t_{max} — максимальная температура на любой высоте; $t_{\text{max},0}$ — максимальная температура на высоте $z = 0$; γ — вертикальный градиент температуры воздуха. Теперь напишем

$$t(\tau, z) = \frac{\Delta t}{2} \sin\left(\frac{2\pi\tau}{T} - \frac{\pi}{2}\right) + t_{\text{max},0} - \gamma z - \frac{\Delta t}{2}. \quad (\text{IV.32})$$

Момент наступления (IV. 30) и окончания (IV. 31) периода с положительными среднесуточными температурами воздуха найдем как

$$\tau_{\text{н,к}} = \frac{T \left[\arcsin\left(-\frac{2t_{\text{ср}}}{\Delta t}\right) + \frac{\pi}{2}\right]}{2\pi}. \quad (\text{IV.33})$$

Сумму среднесуточных положительных температур воздуха в зависимости от высоты места найдем как

$$\Sigma t_{\text{сут}} = f(z) = \int_{\tau_{\text{н}}}^{\tau_{\text{к}}} t(\tau, z) d\tau = \frac{T\Delta t}{2\pi} \sqrt{1 - \frac{(\Delta t + 2\gamma z - 2t_{\text{max},0})^2}{\Delta t^2}} + \left[\frac{T}{2} - \frac{T}{\pi} \arcsin\left(\frac{T + 2\gamma z - 2t_{\text{max},0}}{\Delta t}\right) \right] \left(t_{\text{max},0} - \gamma z - \frac{\Delta t}{2}\right). \quad (\text{IV.34})$$

На рис. 72,б изображена зависимость $\Sigma t_{\text{сут.}} = f(z)$, построенная по формуле (IV. 34) при величинах параметров (полученных путем подбора): $t_{\text{max},0} = +15^\circ$; $t_{\text{min},0} = -61^\circ$; $\gamma = 0,0065$ *град/м*. На рис. 72, а представлен синусоидальный ход температур воздуха, соответ-

Суммы среднесуточных положительных температур воздуха на разных уровнях, вычисленные по синусоидальной (Σt_1) и фактической (Σt_2) кривой хода температур во времени

Сумма	Высота над м/с Б. Хадата, м				
	0	500	1000	1500	2000
Σt_1	1160	780	450	200	50
Σt_2	1100	710	450	220	70

ствующий этим параметрам, и действительный ход среднесуточных температур воздуха в 1959 г. на метеостанции Б. Хадата. Соответствующие суммы положительных температур воздуха на разных уровнях над метеостанцией Б. Хадата даны в табл. 48. Как видим, соответствие результатов хорошее. Кривая

$\Sigma t_1 = f(z)$ касается оси на относительной высоте, равной 2300 м (2530 м на ур. моря), а кривая $\Sigma t_2 = f_2(z)$ — на относительной высоте 3400 м, что соответствует величине суточного максимума температуры воздуха на метеостанции Б. Хадата, равной $+22^\circ$. Однако величина Σt_2 выше относительной высоты 2000 м быстро уменьшается, составляя на высоте 2500 м лишь 30 град·сутки.

Величины сумм среднесуточных положительных температур воздуха на метеостанции Б. Хадата составляли в 1958—1962 гг. соответственно 740, 1100, 885, 1003, 1300 град·сутки. Средняя за лето величина температурного коэффициента снеготаяния изменялась от 5—5,5 мм/град·сутки в долине Б. Хадаты до 6—6,5 мм/град·сутки на вершине Хар-Наурды-Кеу (1000 м над долиной). Очевидно, что зависимость $\Sigma A = a_t(z)f(z)$ должна несколько отличаться от зависимости $\Sigma t_{\text{сут}} = f(z)$, что в действительности имеет место. На рис. 72, б кривая зависимости суммарной абляции от высоты построена по средним величинам абляции в 1961 и в 1962 гг. на снежнике Хадатинском, присклонно-лощинном леднике Придорожном и снежнике Хар-Наурды-Кеу. Все три объекта в течение лета имели однородную фирновую поверхность с небольшими уклонами к востоку и северо-востоку. Характерные размеры их довольно близки.

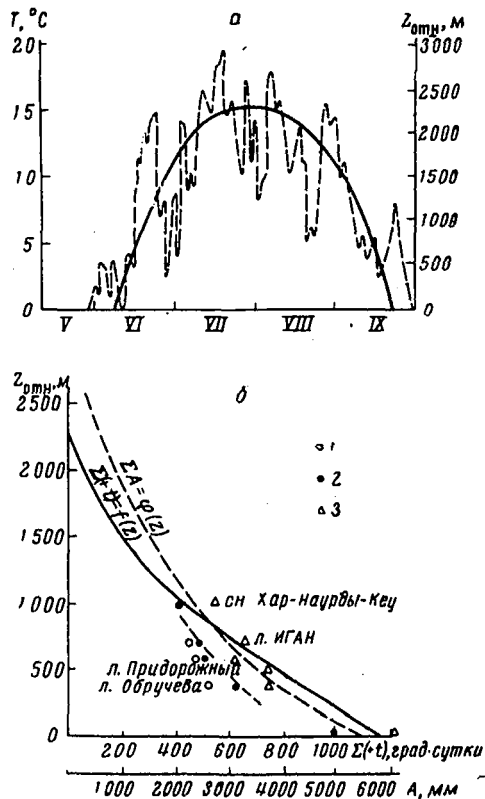


Рис. 72. Зависимость суммарной абляции (A) поверхности ледников и снежников Полярного Урала от высоты места ($Z_{\text{отн}}$) а — среднесуточные температуры воздуха за лето 1959 г. по данным метеостанции Б. Хадата и при синусоидальной аппроксимации; б — зависимость сумм среднесуточных температур воздуха при синусоидальной аппроксимации их хода и суммарной абляции от высоты места над метеостанцией Б. Хадата
1 — 1960 г., 2 — 1961 г., 3 — 1962 г.

Таким образом, в этом случае влияние размера, экспозиции и затененности на интенсивность абляции незначительно.

Величина суммарной абляции почти полностью обуславливается влиянием высоты места. При экстраполяции кривой $\Sigma A = f(z)$ (см. рис. 72, б) учитывалось отмеченное выше увеличение a_t с высотой. Однако необходимо иметь в виду следующее весьма важное обстоятельство: с увеличением высоты увеличивается также количество летних твердых осадков и продолжительность залегания временного снежного покрова. Поэтому величина суммарной абляции фирна и льда с высотой, несомненно, должна убывать быстрее, чем это следует из расчета по кривой $\Sigma A = f(z)$, отличающей ставание как фирна и льда, так и летнего снега.

Из рассмотрения рис. 72, б следует, что суммарная абляция на высоте 2000—2500 абс. м в условиях Полярного Урала снижается до величины 700—300 мм. Снегомерные съемки показали, что величина зимнего снегонакопления даже на небольших хорошо обдуваемых ветром горных плато имеет тот же порядок. Поэтому совершенно несомненно, что в этом диапазоне высот (а в отдельные годы и ниже) находится высотный уровень, на котором в конкретных условиях рельефа и климата образовались бы вечные снега, или «реальный уровень хионосферы». На Приполярном Урале параметры формулы (IV.34) изменяются таким образом, что высота этого уровня повышается на 300—500 м.

На рис. 72, б нанесены также точки, соответствующие величинам суммарной абляции поверхности различных ледников. Все эти точки отклоняются влево от кривой $\Sigma A = \varphi(z)$. Это объясняется совместным действием факторов размера и затененности ледников, рассмотренных выше.

7. СПОСОБЫ РАСЧЕТА ТАЯНИЯ СНЕГА, ФИРНА И ЛЬДА

В гидрологических и гляциологических исследованиях до настоящего времени часто применяется простейший метод расчета абляции, основанный на использовании так называемого температурного коэффициента снеготаяния a_t (в мм/град·сутки). Этот метод недавно был применен, в частности, для расчета таяния льда и фирна на леднике Федченко [196]. Несмотря на явно неблагоприятные условия применения этого метода (большая роль радиации и испарения в абляции поверхности), были получены результаты, хорошо согласующиеся с водно-балансовыми расчетами абляции по данным о стоке на замыкающем створе. Однако расчет абляции этим методом за короткие отрезки времени часто приводит к большим ошибкам. Для исследуемого района необходимо учитывать, как минимум, два основных фактора абляции — температуру воздуха и поглощенную радиацию.

Данные об абляции снега и фирна, охватывающие весь период таяния, имеются в нашем распоряжении по снежнику-перелетку Хадатинскому за 1960—1963 гг. Снежник расположен в долине ручья Станционного вблизи от постоянно действующей метеостанции Б. Хадата. Площадка, на которой производились измерения абляции методом реек и шурфов, имеет почти горизонтальную поверхность. В летние месяцы она освещается солнцем с 4—5 до 18—19 час. Альbedo тающей поверхности изменяется от 0,50 в конце июня — начале июля до 0,40 в конце августа.

На рис. 73 представлена зависимость среднепентадных и среднедекадных величин a_t от средних за пентаду или декаду температур воздуха $t_{\text{ср}}^{\circ}$ и суточных сумм поглощенной радиации. Поле точек на графике весьма широкое. Как и следует ожидать, точки, соответствующие большим значениям a_t , лежат преимущественно в верхней части графика, а меньшим — в нижней. Для групп точек с близкими значениями

поглощенной радиации B_k и температуры воздуха t° были подсчитаны средние значения температурных коэффициентов снеготаяния при отсутствии радиации

$$a_t' = \frac{8a_t t - B_k}{8t}. \quad (IV.35)$$

Как видно на рис. 73, зависимость величины a_t от температуры может быть в первом приближении описана уравнением прямой

$$a_t' = 3,7 - 0,04t. \quad (IV.36)$$

Так как температурный коэффициент снеготаяния складывается из величин температурного коэффициента турбулентной a_t' и радиационной $a_B = B_k / 8t$ составляющих таяния, то получаем окончательно

$$a_t = 3,7 - 0,04t + B_k / 8t. \quad (IV.37)$$

Из уравнения следует, что даже при постоянном (но не равном нулю) значении B_k величина температурного коэффициента снеготаяния изме-

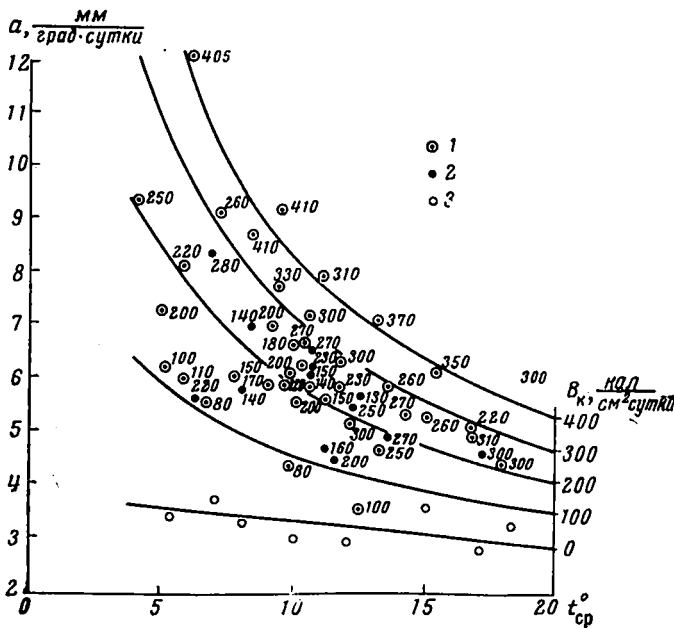


Рис. 73. Зависимость среднепентадных и среднедекадных величин температурного коэффициента снеготаяния (a) от среднесуточной температуры воздуха (t_{cp}°) и суточной суммы поглощенной радиации (B_k)

1 — среднепентадные величины температурного коэффициента снеготаяния, 2 — среднедекадные величины температурного коэффициента снеготаяния, 3 — расчетные величины температурного коэффициента снеготаяния при отсутствии коротковолновой радиации

няется с изменением температуры воздуха по закону, близкому к гиперболическому. Чем больше величина B_k , тем быстрее изменяются величины a_t с изменением t° .

Максимальное отклонение измеренной величины абляции поверхности за пентаду снежника Хадатинского от рассчитанной по формуле

(IV. 35) составляет 25%, но в большинстве случаев не превышает 10—15%. Величины суточной абляции, особенно при температурах воздуха ниже 3—4°, колеблются в очень широких пределах. В этих случаях решающую роль могут сыграть факторы, не учтенные формулой (IV. 35): испарение с поверхности фирна обычно резко уменьшает величину a_1 (иногда до 1—2 мм/град·сутки); конденсация, усиление ветра и уменьшение эффективного излучения поверхности увеличивают величину a_1 . При пентадном и декадном осреднении значений t° и B_k влияние указанных второстепенных факторов абляции значительно ослабляется (см. рис. 73).

Для суждения о возможности применения формулы (IV. 37) в различных условиях мы произвели по ней расчет пентадных величин абляции поверхности льда на стоковых площадках ледников ИГАН и МГУ. При этом было установлено, что формула (IV. 37) может давать удовлетворительные результаты и в этих условиях, если величину a_1' вводить с коэффициентом 0,6—0,7. Этот коэффициент имеет ясный физический смысл и зависит от размера ледника (снежника) и условий движения воздуха над ним. Он может быть определен аналитически как для любой точки любого объекта, так и в среднем для всей исследуемой территории.

Для расчета суточных величин таяния на ледниках Полярного Урала при среднесуточной скорости ветра, превышающей 3 м/сек на уровне 2 м, может быть применена зависимость коэффициента внешней диффузии от скорости ветра (IV. 16). При условии, что таяние происходит круглосуточно, его суточная абляция A определяется по следующему уравнению, полученному для ледника МГУ:

$$A = 0,125 B + 1,4 u_2 (0,58 \Delta t_{2,0-0} + \Delta e_{2,0-0}) \text{ мм/сутки.} \quad (\text{IV.38})$$

Проверка этого выражения была произведена по данным наблюдений на леднике ИГАН, когда скорость ветра превышала 3 м/сек и проводились тщательные измерения за стоком по стоковой площадке. Результаты расчетов, приводимые в табл. 49, свидетельствуют о хорошей сходимости с наблюдаемыми величинами. Среднее расхождение рассчитанных и измеренных величин составляет 3%, максимальное — 14%.

Таблица 49

Сравнение измеренных и рассчитанных по эмпирической зависимости суточных величин таяния на леднике ИГАН, мм слоя воды

	Июль 1960 г.								Август 1960 г.		Среднее
	23	24	25	26	27	28	29	31	1	5	
Измерено	60	78	58	44	44	45	34	75	53	49	55
Рассчитано	69	76	55	45	44	39	32	72	47	44	52

8. СУММАРНАЯ АБЛЯЦИЯ ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВ

Величина суммарной абляции поверхности ледников за весь период таяния данного года является важнейшей составляющей вещественного баланса ледников. В зоне абляции эта величина определялась как сумма величин максимального снегонакопления и «чистой» убыли льда. При этом молодой инфильтрационно-конжеляционный лед, образовавшийся во время таяния снега на поверхности старого льда, не включался в величину «чистой» убыли льда. Водозапас в слое молодого льда учитывал-

ся при проведении снегомерных съемок, входя, таким образом, в величину максимального снегонакопления. В пределах фирнового бассейна суммарная абляция A определялась как разность величин максимального снегонакопления и фирнового остатка. Так как величина внутреннего питания на ледниках ИГАН и Обручева не превышает 5% от A (см. гл. 7), то во всех дальнейших расчетах она включается в величину A ; при этом получаем практически суммарную величину абляции на поверхности ледника в целом.

Величина A изменяется по площади ледника меньше, чем q . Так, например, на леднике Обручева максимальное значение q обычно более чем в 5 раз, превышает минимальное, а максимальное значение величины A превышает минимальное лишь в 1,5—2 раза. Однако и такой диапазон изменений в пределах небольшого ледника весьма значителен и требует проведения наблюдений в большом количестве точек. За шесть лет наблюдений количество точек на леднике ИГАН составляло 50—60 и на леднике Обручева — 30—60.

Распределение величин A по площади ледников в основном определяется изменением в пространстве составляющих теплового баланса поверхности, закономерности которого были рассмотрены выше. Для ледника Обручева (рис. 74) отчетливо вырисовывается закономерное уве-

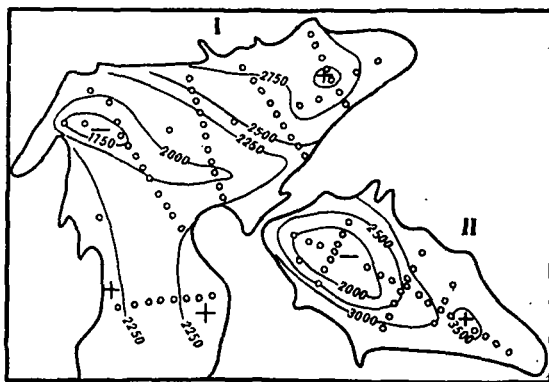


Рис. 74. Суммарная абляция поверхности ледников ИГАН (I) и Обручева (II) в 1960 г. (в мм слоя воды)

личение A вблизи от склонов кара, вызванное, как мы видели, влиянием теплого воздуха, натекающего со скал на ледник. Наименьшее значение A , равное в 1960 г. 1800 мм, отмечено на плоской центральной части ледника. На северной и южной периферии ледника, несмотря на различную освещенность поверхности солнцем, $A \approx 3200$ мм. Наибольшего значения (3500 мм) A достигает на крутом склоне ледникового языка.

Необходимо отметить, что при определенных условиях рельефа поверхности ледника на величину A , измеренную речным методом, влияет не только величина сальдо теплового баланса, но и процесс перераспределения фирна водой. Он визуально наблюдался нами на леднике ИГАН и представлял собой следующее. К концу периода таяния снежного покрова в наиболее малоснежной части ледника (район речных створов I и II на рис. 49) на поверхности льда находился слой насыщенного водой снега толщиной 20—40 см. При определенных условиях этот слой полностью таял в течение нескольких часов, а образовавшаяся вода стекала в виде русловых или плоскостных потоков, обнажая поверхность льда.

На тех участках ледника, где преобладает отток водно-фирновой массы, величина A , полученная речным методом, больше той, которая обуславливается только тепловым балансом поверхности. Для района I и II створа на леднике ИГАН мы оцениваем расхождение величиной в 100—250 мм, что составляет до 10% от A . На крутых ледовых склонах расхождение может быть, по-видимому, большим. «Смытый» слой фирна не покидает пределы ледника, а переоткладывается на пониженных и выположенных участках. Переотложенный фирн резко отличается по внешнему виду от фирна *in situ*: обычно он белого цвета, рыхлый и содержит малое количество примесей. Толщина слоя переотложенного фирна в благоприятных условиях рельефа может быть значительно больше, чем толщина «смытого» слоя, и достигает 50 см (300—360 мм в слое воды). Участки намыва фирна на леднике ИГАН находятся в нижней части ледникового языка и вдоль правой боковой морены. Переотложенный фирн встречается здесь даже в конце лета. Он преодолевает путь длиной 1,5 км от фирновой границы до конца языка по руслам ледниковых ручьев. Это приводит к тому, что величина A , измеренная по рейкам, в этом районе меньше той, которая обусловлена только тепловым балансом поверхности. Расхождение достигает, по нашим оценкам, 10—15% от A .

В пределах фирновых бассейнов ледников распределение в пространстве величины A обусловлено только тепловым балансом поверхности. На леднике ИГАН (см. рис. 74) отчетливо вырисовывается область пониженных значений A , протягивающаяся, как и на леднике Обручева, вдоль оси стокового ветра. Резкое уменьшение A в северо-западной, собственно каровой части ледника объясняется увеличением закрытости горизонта, частым затенением ее облачным флагом, абсолютной высотой места. Распределение величин A на южной, присклоновой части ледника довольно равномерно. Некоторое возрастание A в западной (верхней) части ледового склона объясняется трансформацией воздуха, натекающего преимущественно сверху. Вычисление средних по леднику величин A и q производилось путем планиметрирования планов ледников.

Величина суммарной абляции поверхности, средней по леднику и в любой его точке, тесно связана со средней температурой воздуха за лето на самом леднике и неледниковых метеостанциях (табл. 50).

Таблица 50

Суммарная абляция поверхности ледника ИГАН и средние температуры воздуха трех летних месяцев

Год	Суммарная абляция средняя по леднику, мм	Суммарная абляция на м/ст Ледник, мм	Средняя температура воздуха, град		
			м/ст Ледник	м/ст Б. Хадата	м/ст Плато
1958	1450	1700	2,9	7,4	—
1959	3000	3630	5,6	10,1	6,7
1960	2250	2900	3,5	8,1	4,6
1961	2450	3000	4,8	9,5	—
1962	3250	3800	5,0	9,7	6,3
1963	3250	3650	5,2	—	6,6

Отметим, что среднелетняя температура воздуха на метеостанции Ледник всегда на 0,4—0,6 ниже, чем на той же абсолютной высоте вне ледника. Это явление отмечается и для других ледниковых районов [157] и объясняется описанным выше процессом трансформации воздуха над ледником.

Максимальное отклонение величин абляции, рассчитанных по температуре воздуха любой из указанных в таблице метеостанций от наблюдаемых, не превышает 10%. Это обстоятельство используется нами в дальнейшем при реставрации вещественного баланса ледников (см. гл. 7).

9. СТОК С ЛЕДНИКОВ

Сток ледниковых рек формируется за счет вод, образовавшихся вследствие поверхностного, внутриледникового и подледникового таяния, таяния снегов, выпадения жидких осадков и грунтового питания. Удельный вес всех этих составляющих в годовом стоке отдельных рек различен и сильно изменяется из года в год в зависимости от метеорологических условий теплого и холодного периодов, от размеров и морфологических особенностей бассейна реки и т. п.

Условия формирования стока рек ледниковых районов с широко развитыми альпийскими формами рельефа (ручьи, стекающие с ледников Обручева, Долгушина, Чернова и др.) отличаются от условий формирования стока рек, в водосборах которых преобладают платообразные возвышенности (ручьи, стекающие с ледников ИГАН, МГУ и др.).

Удельный вес ледникового стока в общем годовом стоке с бассейна зависит в основном от соотношения площади оледенения и площади бассейна реки, поэтому он быстро уменьшается по длине реки по мере увеличения ее бассейна. Как отмечалось выше (см. гл. II), ледниковый сток в верхней части бассейна р. Б. Хадата (площадь бассейна равна 132 км²) составляет всего 4% от объема годового стока реки. Однако летом, особенно при теплой погоде с незначительными осадками, удельный вес ледникового стока в общем стоке реки достигает 50—60%. На каровых и карово-долинных ледниках сток талых вод осуществляется либо в виде потоков, проходящих в глубоких трещинах в теле ледника, либо в виде поверхностных ручьев, текущих в ледяных руслах. Талые воды с присклоновых ледников стекают по склонам небольшими струями, не имея хорошо выраженных русел.

Для изучения процессов формирования стока с ледников был выбран типичный для Полярного Урала ледник ИГАН, на котором в течение 1958—1963 гг. проводились регулярные, весьма детальные гидрологические и метеорологические наблюдения.

Режим стока

Сток ледниковых ручьев весьма хорошо отражает режим процессов абляции на леднике и зависит от гидрометеорологических условий периода таяния. Сток в ледниковом ручье ИГАН начинается в первой половине июня, при первом таянии сезонных снегов в бассейне, и заканчивается в сентябре — начале октября. Зимой происходит полное промерзание ручья и сток совершенно прекращается.

Уровненный режим ледникового ручья ИГАН различен в периоды таяния на леднике снега и льда. Плавный сглаженный суточный ход (рис. 75, 1) уровня воды в период таяния сезонного снега объясняется зарегулированностью стока талых вод, которые постепенно фильтруются через снежную толщу на леднике и в русле ручья. Наибольшее стаяние снега на леднике происходит в околополуденные часы, а максимальный уровень воды в ручье наступает в 18—20 час;

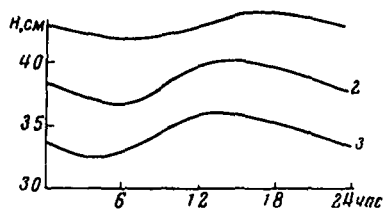


Рис. 75. Ход среднесуточных уровней воды (H) ледникового ручья ИГАН за периоды 1959 г.: 16—31 июля (1), 1—31 августа (2) и 1—7 сентября (3)

таким образом, среднее время добегания воды в этот период равно 5—6 час. В период, когда большая часть поверхности ледника освободится от снега и представляет собой лед (рис. 75, 2), зарегулированность стока резко уменьшается. Максимум подъема уровня воды наступает в 15—16 час, т. е. среднее время добегания сокращается вдвое (до 2—3 час).

В начале весны талые воды ручья текут по верху и внутри мощной толщи снега, лежащей в русле ручья, которая довольно быстро размывается водой. В летне-осенний период ручей ИГАН отличается непостоянством режима расходов и уровней воды. Паводки вызываются резкими потеплениями, а также сильными дождями. После окончания периода абляции уровень ручья резко падает и вскоре сток прекращается.

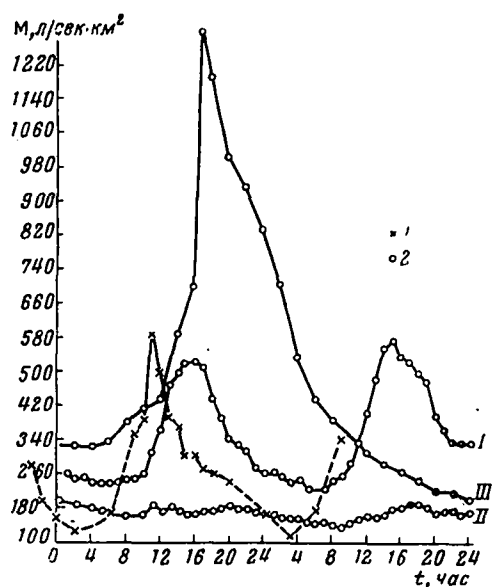


Рис. 76. Модуль стока ручьев ледников ИГАН и Обручева при различных типах таяния
I — радиационный, II — адвективный
III — дождевой паводок; I — ручей ледника Обручева, 2 — ручей ледника ИГАН

Для ледниковых ручьев характерен суточный ход расходов и уровней. В зависимости от синоптических условий, характера погоды и соотношений между составляющими теплового баланса выделяются три характерных типа суточного режима стока.

Первый тип суточного режима стока ледниковых ручьев характеризуется четко выраженными максимумами и минимумами стока (рис. 76, I). Такой ход кривой стока характерен для периодов с ясной или малооблачной погодой и связывается с радиационным типом таяния на ледниках. При этом основная роль в формировании суточной паводки принадлежит талым водам, поступающим с поверхности ледника. Интересной особенностью стока этого типа является четкая реакция его на суточный ход процессов таяния на леднике. Максимальные величины стока на леднике ИГАН наблюдаются с 14 до 18 час, на леднике Обручева — с 10 до 12 час. Различие во времени наступления пиков суточной паводковой волны на этих ледниках объясняется тем, что на леднике Обручева наибольшее стаивание при этом типе погоды происходит до полудня, когда ледник еще мало затенен склонами кара. На леднике ИГАН наибольшая интенсивность абляции наблюдается в полдень, так как этот ледник освещается солнцем на протяжении большей части светлого времени суток. Минимум стока с ледников при этом типе погоды наблюдается от 4 до 8 час утра, когда интенсивность абляции бывает наименьшей и ледниковый ручей питается за счет грунтовых вод и воды, поступающей из регулирующих емкостей ледника.

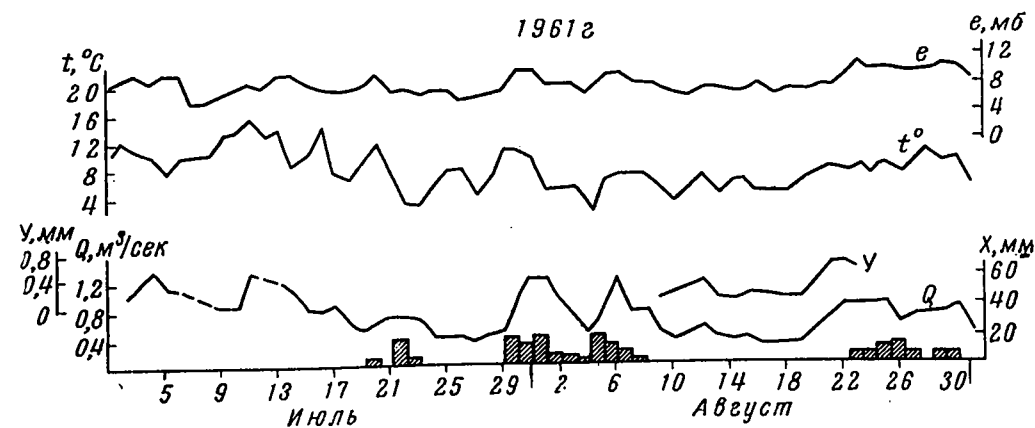
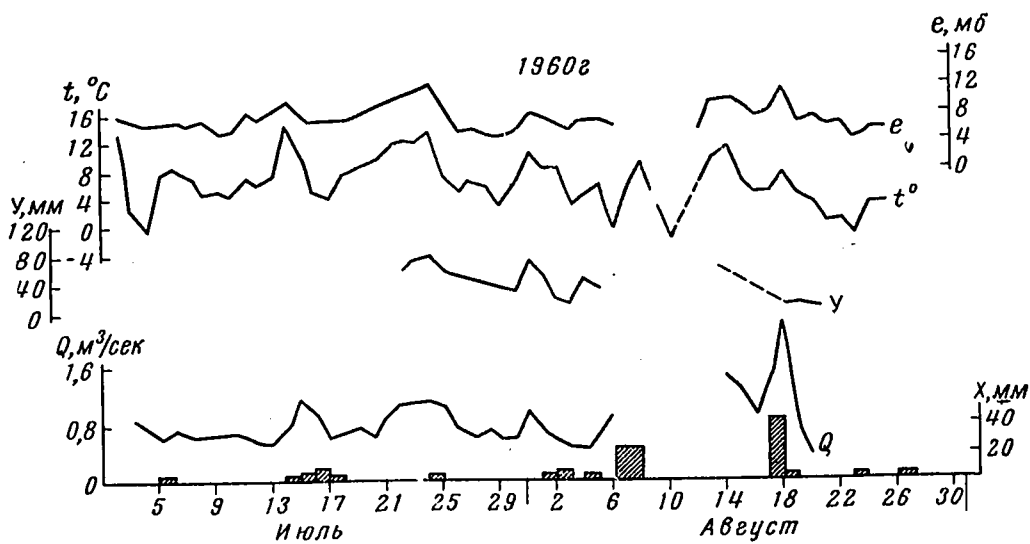
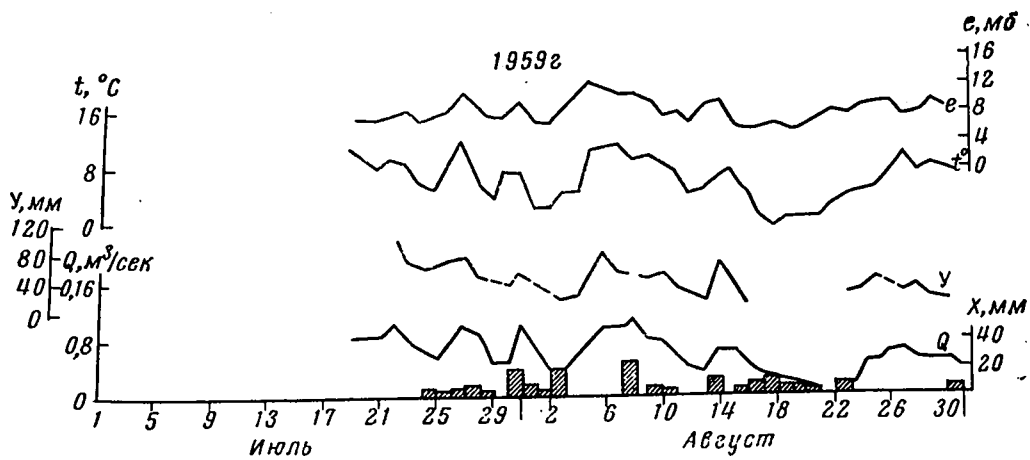


Рис. 77. Изменение суточных расходов воды (Q) ручья ледника ИГАН, абсолютной влажности (e , мб), среднесуточной температуры воздуха (t°), таяния (Y) и осадков (X) в языковой части ледника ИГАН за июль-август 1959—1961 гг.

Второй тип суточного хода расходов воды в ледниковых ручьях характерен для периодов с адвективным типом таяния. Особенностью его является весьма слабая выраженность суточного хода стока (рис. 76, II). Этот тип стока определяется

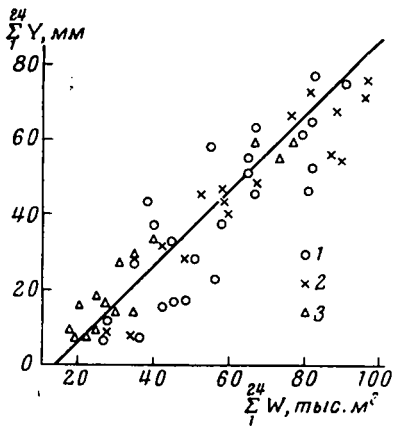


Рис. 78. Связь суточного стока ($\sum Y$) с поверхностью ледника ИГАН с суточным объемом стока ($\sum W$) ручья ИГАН за 1959 г. (1), 1960 г. (2) и 1961 г. (3)

незначительным суточным ходом стаивания при пасмурной погоде. В условиях адвекции тепла наблюдаются относительно большие величины стаивания при пониженном радиационном балансе и большом приходе тепла вследствие турбулентного тепло- и влагообмена, а в условиях адвекции холода — относительно малое стаивание. Следует отметить, что этот тип суточного хода расходов воды в ледниковых ручьях может быть и при других условиях таяния и погоды, однако в этом случае он связывается с большой зарегулированностью стока снежным покровом в начальный период снеготаяния.

Третий тип суточного хода расходов воды в ледниковых ручьях характеризуется независимостью расходов воды от процессов абляции на ледниках (рис. 76, III). Наибольшие

расходы воды могут при этом наблюдаться в любое время суток в зависимости от времени начала выпадения интенсивных осадков и времени добега воды в бассейне ледникового ручья до сгвора. Этот тип суточного хода расходов воды наблюдается при адвективном и адвективно-радиационном типе синоптических положений и, как правило, связан с прохождением фронтальной облачности и выпадением фронтальных осадков, усиленных влиянием орографии.

При рассмотрении гидрографов ледникового ручья и кривых суточного стаивания четко прослеживаются экстремумы, связанные с различными типами таяния и стока (рис. 77).

Наличие четкой связи величин суточного слоя стаивания с поверхностью ледника ИГАН с суточными объемами стока в ледниковом ручье ИГАН (рис. 78) позволяет с достаточной для практических целей точностью определять суточные величины слоя стаивания по измеренным величинам расходов воды в ледниковых ручьях, и, наоборот, по величине суточного слоя стаивания с поверхности ледника может быть определен объем суточного стока ледникового ручья. Методически важным при этом является неизменность связи во времени, что может быть объяснено зависимостью стока ледниковых ручьев от процессов абляции ледников. При средней интенсивности таяния ошибка при определении этих величин по установленной зависимости (см. рис. 78) составляет не более 20%, при малой же интенсивности таяния ошибка может быть весьма существенной и пользоваться зависимостью не следует. Зависимость

$$\sum_1^{24} W = k \sum_1^{24} Y + b \quad (IV.39)$$

(где $\sum_1^{24} W$ — объем стока ледникового ручья в $м^3/сутки$; $\sum_1^{24} Y$ — слой стаивания с поверхности ледника в $мм/сутки$; k, b — эмпирические коэффициенты) имеет коэффициент корреляции $0,90 \pm 0,03$.

В результате анализа гидрографов (см. рис. 77) и данных, характеризующих температуру воздуха, абсолютную влажность, осадки и

Таблица 51

абляцию на леднике, было установлено, что максимумы стока соответствуют максимумам хода температуры и абсолютной влажности воздуха. В отличие от других горно-ледниковых районов, например, Кавказа [33], где с выпадением дождевых осадков связано уменьшение таяния, на ледниках Урала зачастую вызывают не только кратковременное увеличение стока, но и последующий его рост вследствие усиления таяния при адвекции теплого воздуха в передних частях циклонов и в их теплых секторах (см. рис. 77).

На всех ледниковых ручьях Полярного Урала, в том числе и на ручье ИГАН, волна половодья на гидрографах имеет гребенчатый вид. На подъеме наблюдаются 2—3 пика, обусловленных чередованием периодов теплой и холодной погоды. В общем ход расходов воды ледниковых ручьев параллелен ходу температуры воздуха.

Для ледниковых ручьев характерны весьма значительные колебания из года в год среднемесячных расходов воды, слоя таяния и объема стока. Объем стока ледникового ручья ИГАН, например, за 4 года наблюдений изменялся в пределах от 4,5 млн. м³ в 1959 г. до 2,4 млн. м³ в 1958 г., т. е. почти в 2 раза (табл. 51). В то же время наблюдается относительно малая изменчивость средних за сезон расходов ледниковых ручьев и средней суточной интенсивности стока при весьма большой изменчивости суммарных затрат тепла на таяние (в 2 раза и более).

В табл. 52 приведены некоторые характеристики метеорологических условий и радиационного режима, объясняющие результаты гидрологических наблюдений в отношении оценки энергии снеготаяния в рассматриваемом районе. Как было показано выше, абляция даже в пределах одного ледника характеризуется весьма большой пространственной нерав-

Сток ледникового ручья ИГАН

Характеристика стока	1958 г.			1959 г.			1960 г.			1961 г.			
	VII	VIII	За сезон	VI	VII	VIII	IX	За сезон	VI	VII	VIII	IX	За сезон
Продолжительность периода стока*, дни	31	23	54	12	31	31	8	82	12	31	28	31	71
Средний расход, м ³ /сек	0,46	0,57	0,51	0,33	1,03	0,52	0,30	0,63	0,61	0,68	0,39	0,71	0,55
Объем стока за период абляции, 10 ⁶ м ³	1,24	1,14	2,38	0,34	2,76	1,17	0,21	4,49	0,64	1,81	0,95	1,90	3,40
Средний суточный сток, 10 ⁶ м ³	—	—	0,044	—	—	—	—	0,055	—	—	—	—	0,047

* Продолжительность периода стока несколько занижена из-за отсутствия наблюдений в начале таяния.

Суммарные величины стока, абляции и составляющих теплового баланса на леднике ИГАН

Показатели	1958 г.	1959 г.	1960 г.	1961 г.	Среднее за период
Сток с площади бассейна ледника, мм слоя воды	1230	2340	1760	2060	1848
Летние осадки за период по м/ст. Ледник, мм	460	510	450	484	476
Таяние снега в водосборном бассейне ледника, мм	570	1899	1302	1310	1270
Абляция в среднем по леднику, мм слоя воды					
из уравнения водного баланса . .	1485	3280	2320	2780	2466
по речным наблюдениям	1450	3000	2250	2450	2290
Интенсивность абляции в среднем по леднику, мм/сутки					
из уравнения водного баланса . .	27,6	40,0	32,7	36,1	34,1
по речным наблюдениям	26,9	36,6	33,0	31,8	32,1
Поглощенная коротковолновая радиация на леднике за июнь—август, V_k , ккал/см ²	10,36	17,26	16,14	15,60	14,84
Суммарная радиация по м/ст. Б. Хадата Q , умноженная на коэффициент поглощения (0,5)*, ккал/см ² за период абляции	9,60	14,94	(14,66)	16,76	13,99
Затраты тепла на абляцию, ккал/см ² ·период					
из уравнения водного баланса . .	11,9	26,2	18,6	22,2	19,72
по речным наблюдениям	11,6	24,0	18,8	19,6	18,50
Разность затрат тепла на абляцию и поглощенной коротковолновой радиации, $P + LE - E^*$, ккал/см ²					
из уравнения водного баланса . .	1,54	8,94	2,46	6,60	4,88
по речным наблюдениям	2,00	9,06	4,14	2,84	4,51
$P + LE$ в точке наблюдения на стоковой площадке ледника ИГАН	5,6	6,7	5,5	4,9	5,68

* Коэффициент поглощения средний за период абляции, определенной по м/ст. Б. Хадата.

номерностью, проявляющейся в различии интенсивности таяния и в затратах тепла на таяние на одном гипсометрическом уровне. Все это обусловливает локальность результатов расчета по данным метеорологических и градиентно-балансовых наблюдений: рассчитанные величины составляющих теплового баланса характеризуют в лучшем случае только часть ледника с аналогичными условиями радиационного режима и турбулентного тепло- и влагообмена.

Для характеристики теплового баланса всего ледника необходимо проведение весьма трудоемких наблюдений и расчетов (см. выше). Поэтому известный интерес представляет использование данных гидрологических наблюдений, позволяющих относительно просто определять затраты тепла на таяние ледника в целом. Для этого (см. табл. 52) были определены величины абляции из уравнения водного баланса и соответствующие им затраты тепла на таяние. Далее определили суммы поглощенной коротковолновой радиации за период наиболее интенсивного таяния и стока. Как можно видеть из табл. 52, наибольшей изменчивостью отличается приток тепла вследствие турбулентного тепло- и влагообмена ($P + LE$) на ледниках, который изменяется из года в год значительно сильнее, чем радиационный баланс при определении их гидрологическим методом.

При использовании данных о стоке ледникового ручья ИГАН и метеоактинометрических данных на метеостанции Ледник оказалось воз-

Затраты тепла на таяние, определенные по формуле (IV.40) и измеренные непосредственно на леднике ИГАН в 1959 г., $\text{ккал/см}^2 \cdot \text{период}$

Период наблюдения	Затраты тепла на таяние по формуле (IV.40)	Затраты тепла на таяние по непосредственным наблюдениям					суммарные по створам	среднее за период	Затраты тепла на таяние по наблюдениям на замыкающем створе ручья ИГАН
		на речных створах							
		I	II	III	IV	V			
23—25.VII	1,20	0,98	0,78	0,80	0,90		3,46	0,86	1,15
26.VII—1.VIII	3,73	3,16	3,31	2,93	3,27		12,67	3,17	4,32
2—6.VIII	2,56	1,81	1,88	1,67	1,77		7,13	1,78	2,40
7—10.VIII	2,87	2,23	2,09	1,95	1,61		7,88	1,97	2,89
11—16.VIII	2,84	2,12	2,05	1,98	1,88	2,49	10,52	2,10	2,48
21—25.VIII	1,18	1,20	0,91	0,98	1,12	0,85	5,06	1,01	0,96

можно получить зависимости затрат тепла (общих и в результате турбулентного тепло- и влагообмена), средних по всему леднику, от температуры воздуха и радиационного баланса (рис. 79), измеренных в одной точке:

$$8Y = B + 13,3 \sum_1^4 t - 136 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{период}; \quad (\text{IV.40})$$

$$P + LE = 13,3 \sum_1^4 t - 136 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{период}, \quad (\text{IV.41})$$

где $8Y$ — затраты тепла на таяние (в $\text{ккал/см} \cdot \text{период}$), полученные по данным гидрологических наблюдений (в мм слоя воды) в створе вывального ручья; B — суточная сумма радиационного баланса (в $\text{ккал/см}^2 \cdot \text{период}$) в среднем по леднику; $P + LE$ — приток тепла вследствие турбулентного тепло- и влагообмена; \sum_1^4 — суточные суммы температуры воздуха по данным 4-срочных наблюдений в языковой части ледника.

Следует отметить, что расчет по выражению (IV.40) должен давать величины среднего по леднику стаивания в том случае, если будет точно определено среднее по площади значение радиационного баланса. Если же использовать данные определений радиационного баланса B в языковой части ледника, то по выражению (IV.41) можно рассчитывать затраты тепла на определение средней величины слоя таяния по леднику. В дни с выпадением осадков использование выражений (IV.40) затруднительно, так как не могут быть достаточно точно определены величина осадков, необходимая для установления их доли в общем стоке, и величины радиационного баланса.

В табл. 53 и на рис. 80 представлены результаты проверки связи (IV.40), полученные по данным наблюдений на леднике ИГАН. Для этого по связи (IV.40) были определены величины стаивания, которые затем сопоставлялись с суточными величинами стаивания по данным непосредственных определений абляции речным способом. Анализ табл. 53 показывает удовлетворительное соответствие расчетных и наблюдаемых величин абляции.

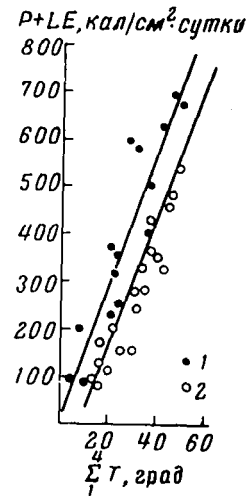


Рис. 79. Зависимость суточных величин притока тепла вследствие турбулентного тепло- и влагообмена ($P+LE$) от суточной суммы температур воздуха ($\sum_1^4 T^\circ$) в языковой части ледника ИГАН в 1959 г. (1) и 1960 г. (2)

Таким образом, гидрологические наблюдения на ледниковом ручье совместно с метеоактинометрическими наблюдениями в одной точке на

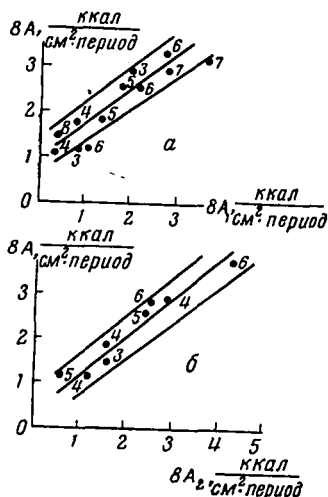


Рис. 80. Связь величин затрат тепла на таяние ($8A$) по данным актинометрических и градиентных наблюдений с фактически измеренными на леднике a — по речным створам ($8A_1$); b — по гидрологическим наблюдениям на ледниковом ручье ИГАН ($8A_2$). Цифры у точек — число дней, за которые рассчитаны суммы затрат тепла

леднике могут в определенных условиях характеризовать как среднюю абляцию ледника, так и среднее соотношение составляющих теплового баланса его поверхности.

Водный баланс ледниковых ручьев

Уравнение водного баланса запишем в виде

$$Y = X + h + A \pm Z, \quad (IV.42)$$

где X — летние осадки; h — таяние снега в водосборном бассейне; A — суммарная абляция на леднике; $\pm Z$ — эффект конденсации-испарения; Y — сток ручья ИГАН.

Из уравнения (IV.42) получаем величину абляции как разность стока, осадков и других источников поступления влаги:

$$A = Y - X - h - Z. \quad (IV.43)$$

На примере бассейна ледника ИГАН рассмотрим водный баланс ручья ИГАН за 4 года (табл. 54). Как видно из таблицы, суммарный сток ручья ИГАН в замыкающем створе за период абляции изменяется от 2,38 млн. m^3 (1958 г.) до 4,49 млн. m^3 (1959 г.), составляя в среднем 3,57 млн. m^3 в год. Из данных, представленных в табл. 51, следует, что

Таблица 54

Водный баланс ледникового ручья ИГАН

Составляющие водного баланса	1958 г.		1959 г.		1960 г.		1961 г.	
	млн. m^3	% от суммарного стока	млн. m^3	% от суммарного стока	млн. m^3	% от суммарного стока	млн. m^3	% от суммарного стока
Летние осадки с водосборной площади X	0,90	38	1,05	23	0,88	26	1,05	26
Талые воды ледника, A	1,24	52	2,60	58	2,00	59	2,09	53
Талые воды снежников в водосборном бассейне, h	0,24	10	0,84	19	0,52	15	0,86	21
Суммарный сток в бассейне ручья, Y	2,38	100	4,49	100	3,40	100	4,00	100

изменчивость стока определяется изменчивостью абляции ледника. Так, величина абляции в годы с крайними значениями стока составила 1450 мм (1958 г.) и 3000 мм (1959 г.), т. е. изменилась более, чем в 2 раза.

Суммарная абляция на леднике, вычисленная по формуле (IV. 43), несколько отличается от данных фактических наблюдений, составляя в среднем за период наблюдений 2,2 млн. м³, т. е. 58% от общего стока; жидкие осадки — 28% и талые воды сезонного снега — около 14%. Величина испарения-конденсации, как отмечалось выше, настолько мала, что в расчет не принималась.

Таким образом, ведущими факторами, формирующими сток ледниковых ручьев Полярного Урала, являются абляция поверхности ледника и дождевое питание. Соотношение между составляющими водного баланса в различные годы может изменяться, но несомненно, что большая роль жидких осадков в суммарном стоке, в отличие от ледников Тянь-Шаня и Памира [172], является особенностью ледников Полярного Урала, расположенных на небольших высотах, где циркуляция воздушных масс обуславливает влажное, относительно холодное и непродолжительное лето.

Твердый сток ледниковых ручьев

Косвенным признаком интенсивного воздействия ледников на рельеф может служить величина твердого стока ледниковых ручьев. В связи с различием условий формирования твердого стока на каровых и при-склоновых ледниках и снежниках величина твердого стока с их бассейнов весьма различна. Твердый сток с присклоновых ледников, например, с Оленьего, в 5—10 раз меньше, чем с ледника ИГАН. Установлено, что между расходом (Q_y , м³/сек) ледникового ручья ИГАН и мутностью воды ручья (ρ_y , г/м³) имеется достаточно тесная связь, которая характеризуется большой устойчивостью во времени (рис. 81):

$$\rho_y = 128 Q_y - 3, \quad (IV.44)$$

где Q_y — расход воды, м³/сек; ρ_y — мутность, г/м³. Мутность ледникового ручья ИГАН (табл. 55), по нашим подсчетам, в 2—3 раза больше, чем в тундре, по данным Г. И. Шамова [327].

Для оценки суммарного стока твердого вещества необходимо знать величину не только взвешенных, но и влекомых наносов. Однако данных о стоке влекомых наносов для рек горно-ледниковых районов в литературе нет. По мнению Б. А. Аполлова [19], сток влекомых наносов может составлять от 20 до 100% стока взвешенных наносов. На основании полученной зависимости мутности от расхода воды в ледниковом ручье (см. рис. 81) и формулы (IV. 44) нами определены величины стока взвешенных наносов с ледника ИГАН за 1958—1960 гг. Средние величины мутности в эти годы оказались весьма близкими между собой, что говорит об устойчивости современных процессов стока взвешенных наносов, и составляют соответственно 117, 127, 115 г/м³. На основании этих данных был рассчитан суммарный сток взвешенных наносов за период с 1958 по 1960 г. (табл. 56).

Таким образом, сток твердого вещества ледникового ручья ИГАН может быть оценен приблизительно в 400 т в год. Если принять сток

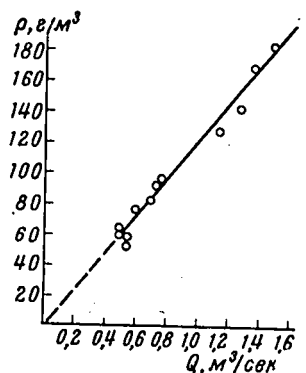


Рис. 81. Зависимость твердого стока (ρ) от расхода воды (Q) в ледниковом ручье ИГАН

Таблица 55

Мутность и сток взвешенных наносов ледникового ручья ИГАН летом 1960 г.

Месяц	Дата взятия пробы	Расход воды, м ³ /сек	Мутность воды, г/м ³	Расход взвешенных наносов, кг/сек	Месяц	Дата взятия пробы	Расход воды, м ³ /сек	Мутность воды, г/м ³	Расход взвешенных наносов, кг/сек
Июнь	52	0,69	83,2	0,057		18	0,49	63,6	0,031
	28	0,73	94,1	0,069		18	0,81	99,4	0,080
	30	1,13	128,0	0,145		21	1,27	141,8	0,180
Июль	10	0,73	93,6	0,068	Август	30	0,54	56,6	0,030
	12	0,54	55,2	0,030		18	1,36	170,3	0,232
	15	1,48	183,4	0,419		19	0,59	76,2	0,45
	17	0,49	60,3	0,030					

Средние . . . | 0,83 | 108,1 | 0,109

влекомых наносов за 100% от выноса взвешенных наносов, то суммарный сток твердого вещества может быть оценен в 800 т в год.

Представляет интерес произвести оценку времени, необходимого для выработки кара, предполагая, что условия современного выноса твердого вещества не изменялись во времени. Конечно, такая оценка весьма произвольна, поскольку она не учитывает экзарационной деятельности самого ледника в формировании кара (см. гл. I). Следует отметить, что современные условия, по-видимому, характеризуют наиболее оптимальный режим твердого стока, когда ледник деградирует и площадь

Таблица 56

Жидкий и твердый сток ледника ИГАН

Год	Объем жидкого стока, млн. м ³	Сток взвешенных наносов, т
1958	2,38*	278,46
1959	4,49	570,23
1960	3,40	391,00
Среднее	—	413,23

* Данные несколько занижены из-за кратковременности периода наблюдений.

контактов нагретой породы со снегом и льдом быстро возрастает из-за вытаивания валунов и формирования морен с ледяными ядрами. В годы оптимального развития оледенения твердый сток был, по-видимому, минимален, тогда как выработка кара шла в основном за счет более сильной эродирующей деятельности ледника и сброса валунного материала в нижерасположенные долины. Если кар выработывался на базе плоского склона, то, приняв параметры склона близкими к современным (длина ледника ИГАН 2000 м, ширина 500 м, глубина 200 м и удельный вес горных пород, слагающих склон, 2 т/м³), объем горных пород, перенесенных ледниковым ручьем, будет приблизительно равен $4,0 \cdot 10^8$ т. Тогда, допуская, что вынос вещества равен современному, время, необходимое для выработки кара и ледниковой долины, должно быть равным около 500 тыс. лет.

Эта оценка, сделанная при весьма произвольных допущениях, указывает на наибольший предел времени, необходимый для образования кара. При более значительных размерах ледника часть материала из кара выносится им самим в нижележащую долину. Поэтому время формирования кара ледника ИГАН будет несколько меньше (см. гл. I).

Глава V

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ

Первые сведения о температуре уральских ледников были получены Полярно-Уральской экспедицией Института географии АН СССР в период МГГ [244, 316]. В результате измерения температуры льда каровых и присклоновых ледников было установлено, что температурный режим этих типов ледников различен и зависит от условий питания.

В пределах каровых ледников резко выделяются две температурные зоны, соответствующие областям аккумуляции и абляции. В тыловых частях каров, где условия снегонакопления наиболее благоприятны, образуется мощная водопроницаемая толща фирна. Промерзающая зимой верхняя часть этой толщи уже в начале летнего периода быстро прогревается до температуры 0° инфильтрующимися талыми и дождевыми водами. Это определяет морской тип распределения температур [5] в области аккумуляции каровых ледников, вертикальный разрез которой состоит из поверхностного, промерзающего зимой, активного слоя — тропозоны [4] и глубинной гомотермической зоны, не испытывающей влияния внешних температурных условий (температура постоянна и равна 0°). В период максимального выхолаживания ледников (перед началом снеготаяния) температура фирна в общем повышается с глубиной, достигая нулевых значений в верхней части фирнового бассейна ледника ИГАН на глубине 12—13 м (рис. 82).

В области абляции каровых ледников на поверхность выходит плотный лед; талые и дождевые воды, не имея возможности проникнуть в глубь ледника, стекают по его поверхности и не оказывают влияния на температурный режим глубинных слоев льда. Температура глубинных слоев в большей степени зависит от температурных условий на поверхности ледника и при низких отрицательных зимних температурах воздуха имеет тоже отрицательные значения (рис. 83).

Присклоновые ледники, как правило, не имеют дифференциации на области абляции и аккумуляции; граница питания на них испытывает от года к году значительные перемещения, а в некоторые годы ледник может целиком относиться к области абляции или аккумуляции. При таких условиях питания на присклоновых ледниках не происходит накопления значительной толщи фирна, поэтому температурный режим присклоновых ледников, независимо от того, преобладает ли на них в данный год абляция или аккумуляция, такой же, как режим каровых ледников в области абляции (см. рис. 83). Нулевая температура наблюдается только в верхнем слое тропозоны в летний период. Если на поверхность ледника выходит лед, глубина проникновения нулевой температуры не превышает 1 м, при наличии слоя фирна он весь принимает нулевую

температуру. Толщина фирна на присклоновых ледниках, как правило, не превышает 4—5 м, на большей глубине температуры круглый год отрицательные.

В пределах тропозоны в течение года происходит смена летней стратификации, когда температура льда с глубиной понижается на обратную ей зимнюю, когда температура с глубиной растет.

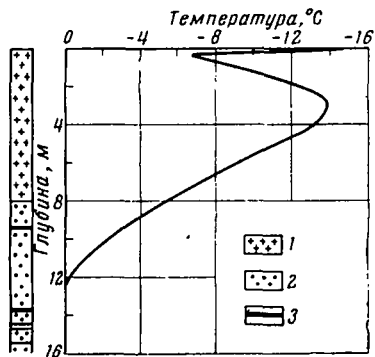


Рис. 82. Температурный разрез верхней части фирнового бассейна ледника ИГАН перед началом снеготаяния (май 1963 г.)

1 — снег, 2 — фирн, 3 — ледяные прослойки

Ниже границы тропозоны, проходящей на глубине 10—15 м, находится стратозона [4], где сохраняется постоянная стратификация, т. е. температура с глубиной повышается и отсутствуют сезонные колебания ее. По данным осеннего термозондирования четко прослеживается повышение температуры, начиная с глубины 10 м, совпадающей приблизительно с границей тропозоны (см. рис. 83). Такой тип распределения температур в ледниках Г. А. Авсюк [5] называет континентальным типом.

Довольно высокие температуры льда в стратозоне языковой части ледника ИГАН и повышение их с глубиной указывают на возможность существования в глубинных слоях каровых ледников гомотермической зоны с температурой 0°. Существование этой зоны можно объяснить условиями формирования температурного режима ледника. Лед, образующийся и накапливающийся в фирновом бассейне при нулевой температуре, после поступления в область абляции принимает отрицательную температуру, отдавая тепло через поверхность ледника в окружающее пространство; глубинные же слои льда, в которые еще не проникло влияние внешних отрицательных температур, сохраняют первоначальную температуру. Интересно отметить, что аналогичное распределение температур наблюдалось при прокладке туннеля в каровом леднике Скаутхё в Ютунхейме в Норвегии в августе 1951 г. [349]*. Минимальная температура льда ($-0,7^{\circ}$) была отмечена на глубине 12 м; с глубиной температура повышалась и в 32 м от поверхности достигла 0° , сохраняя это значение почти до ледникового ложа (45 м), у которого снова понизилась до $-0,1^{\circ}$.

Подобный тип распределения температур в леднике, когда лед образуется в зоне аккумуляции при нулевой температуре и сохраняет ее в глубинных слоях в зоне абляции, по-видимому, следует называть морским типом распределения температур, несмотря на наличие стратозоны с отрицательными температурами. В присклоновых ледниках основная мас-

симальная температура льда с глубиной понижается на обратную ей зимнюю, когда температура с глубиной растет. Ниже границы тропозоны, проходящей на глубине 10—15 м, находится стратозона [4], где сохраняется постоянная стратификация, т. е. температура с глубиной повышается и отсутствуют сезонные колебания ее. По данным осеннего термозондирования четко прослеживается повышение температуры, начиная с глубины 10 м, совпадающей приблизительно с границей тропозоны (см. рис. 83). Такой тип распределения температур в ледниках Г. А. Авсюк [5] называет континентальным типом.

Довольно высокие температуры льда в стратозоне языковой части ледника ИГАН и повышение их с глубиной указывают на возможность существования в глубинных слоях каровых ледников гомотермической зоны с температурой 0° . Существование

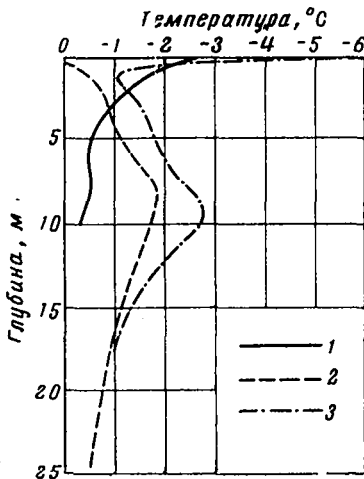


Рис. 83. Распределение температуры во льду в осенне-зимний период

1 — ледник Обручсва, ноябрь 1959 г., 2 — ледник ИГАН (карово-долинная часть), октябрь 1959 г., 3 — ледник ИГАН (присклоновая часть), октябрь 1959 г.

* В работе [350] этот ледник называется Весл-Скаутбреен.

са льда (за исключением оттаивающего летом поверхностного слоя) с момента образования имеет отрицательные температуры, т. е. тип распределения температур в присклоновых ледниках чисто континентальный.

Температура льда на глубине 10 м в области абляции каровых ледников и в присклоновых ледниках различна. Так, на языке ледника Обручева (460 м над уровнем моря) температура равнялась $-0,3^{\circ}$, а на южной, присклоновой части ледника ИГАН (1110 м над ур. моря) была $-2,7^{\circ}$ (рис. 84). Высотный градиент температуры льда, вычисленный по этим двум крайним точкам, совпадает с высотным градиентом среднегодовой температуры воздуха (см. гл. II). Однако, учитывая, что температура льда выше среднегодовой температуры воздуха на $6-7^{\circ}$, нельзя объяснить понижение температуры льда с высотой непосредственным влиянием понижения среднегодовой температуры воздуха. Кроме того, надо учитывать, что верхний предел температуры льда 0° ; в летний период, когда высотный градиент температуры воздуха на Полярном Урале имеет наибольшую величину [96], температурные условия на поверхности всех ледников выравниваются и высотные температурные различия воздуха вызывают различия в интенсивности таяния льда, но не в его температуре. Высотный градиент температуры воздуха в зимний период составляет всего $0,15^{\circ}$ на 100 м и ни в коей мере не объясняет существующее понижение температуры льда с высотой.

На фоне общего «похолодания» ледников с высотой в отдельных ледниках может отсутствовать зависимость температуры льда от высоты, а в разных ледниках на одной и той же высоте лед может иметь разные температуры. В пределах присклоновой части ледника ИГАН понижение температуры льда с высотой составляет всего $0,1^{\circ}$ на 90 м, а в скважинах, расположенных на одной высоте, но в морфологически разных частях ледника, разница температур достигает $0,8^{\circ}$ (см. рис. 84). Следует отметить, что обе скважины были заложены на склонах одинаковой экспозиции (восточной) и крутизны (20°), вблизи скважин не было трещин во льду, температура измерялась почти одновременно.

Таким образом, перечисленные выше факторы не могли оказать влияние на различие температур льда в скважинах. Эти различия связаны с особенностями формирования температурного режима каровых и присклоновых ледников. Относительно высокая температура льда ($-1,0^{\circ}$) в присклоновом леднике Медвежьем объясняется скоплением на поверхности ледника в районе скважины трехметровой толщи фирна, оказавшей согревающее действие на верхние слои льда. В нижней части области аккумуляции ледника ИГАН под более тонким слоем фирна нулевая температура была отмечена, начиная с глубины 3 м. Отрицательные значения температуры льда под фирном в леднике Медвежьем можно объяснить, очевидно, только тем, что толща льда была сильно охлаждена в предшествующий год, когда фирновый покров на леднике отсутствовал.

Для выявления других факторов, определяющих пространственное размещение температур, рассмотрим вначале температурный режим тропозоны ледника ИГАН (рис. 85). В 1959 г. абляция на этом леднике

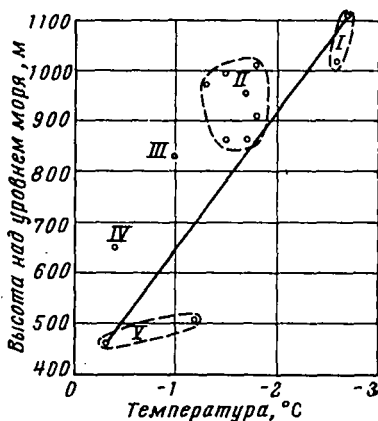


Рис. 84. Температура льда характерных ледников Полярного Урала на глубине 10 м

Ледники: I — ИГАН (присклоновая часть), II — ИГАН (карово-долинная часть), III — Медвежий, IV — Анучина, V — Обручева

закончилась с первыми снегопадами в начале сентября. Снег лег на мокрую поверхность ледника, предохраняя ее от охлаждения. Необходимо отметить, что выпадение снега на мокрую поверхность ледника повторяется ежегодно, отодвигая почти на месяц начало периода выхолаживания его поверхности и тропозоны. В том же году выхолаживание

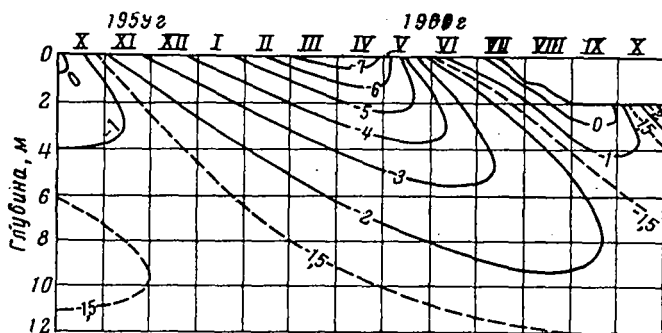


Рис. 85. Годовой ход температуры льда на разных глубинах (h) в нижней части ледника ИГАН с октября 1959 г. по октябрь 1960 г.

началось в первых числах октября, когда толщина снега на языке ледника достигла уже 90 см. Продолжалось оно до начала снеготаяния (конец апреля), проникнув в лед на глубину 14 м. Изменение теплосодержания в слое льда, толщиной $H=14$ м, составило

$$c\gamma \left[\int_0^H t_k(h) dh - \int_0^H t_n(h) dh \right] = -940 \text{ кал/см}^2,$$

где $c=0,5 \text{ кал/г} \cdot \text{град}$ — удельная теплоемкость льда; $\gamma=0,86 \text{ г/см}^3$ — объемный вес льда; $t_n(h)$ и $t_k(h)$ — распределение температуры во льду в начале и в конце периода выхолаживания.

Приток тепла из глубинных слоев льда составляет

$$\lambda \frac{dt}{dh} \tau = 80 \text{ кал/см}^2,$$

где $\lambda=4,7 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$ — коэффициент теплопроводности льда; $\frac{dt}{dh}=0,001 \text{ град/см}$ — градиент температуры по глубине; $\tau=203 \text{ дня}=17\,539\,200 \text{ сек}$ — время.

Разность первой и второй величин представляет собой величину теплопотока, проходящего через поверхность ледника за период выхолаживания, равную — 1020 кал/см^2 . Знак минус говорит о том, что ледник теряет тепло. Почти такая же величина теплопотока наблюдается в фирновой области ледника ИГАН; за зимний период 1962/63 г. она составляла — 1030 кал/см^2 , из которых 600 кал/см^2 выделилось при замерзании содержащейся в фирне воды и 430 кал/см^2 — при охлаждении фирна.

Период прогревания тропозоны на языке ледника ИГАН в 1960 г. продолжался 158 дней. Вычисленная тем же путем величина теплопотока через поверхность ледника, включающая в себя расход тепла на прогревание до 0° стаявшего за лето слоя льда, составила 900 кал/см^2 . Для сравнения укажем, что за тот же период на таяние льда израсходовано в той же точке ледника $14\,400 \text{ кал/см}^2$ и это тепло вынесено с талыми водами за пределы ледника.

Алгебраическая сумма величин зимнего и летнего теплопотоков через поверхность льда на языке ледника имеет отрицательный знак

(-120 кал/см^2). Это находится в полном соответствии с распределением температуры в стратозоне (повышение с глубиной), указывающим на наличие теплопотока из глубинных слоев льда к поверхности. Пополнение теплосодержания глубинных слоев стратозоны может происходить или за счет потока геотермического тепла, если температуры во всей толще ледника отрицательные, или за счет тепла, выделяющегося при замерзании содержащейся во льду жидкой влаги, если придонные слои ледника имеют температуру 0° [316] (точнее температуру плавления льда при соответствующем давлении).

В фирновом бассейне летнее прогревание происходит вследствие выделения теплоты кристаллизации талых и дождевых вод, свободно проникающих в толщу фирна. Количество тепла, содержащееся в талых и дождевых водах, как правило, по абсолютной величине намного превышает запас холода в фирне и снежном покрове к началу периода абляции, благодаря чему в толще фирна ниже границы промерзающего зимой активного слоя поддерживается постоянная нулевая температура.

Зимой 1959/60 г. наиболее холодным месяцем был февраль со среднемесячной температурой воздуха $-26,0^\circ$ (по данным метеостанции Плато ИГАН). Минимальная же температура поверхности льда на языке ледника ИГАН, отмеченная два месяца спустя (см. рис. 85), составляла всего $-7,8^\circ$. Большое различие между минимальной среднемесячной температурой воздуха и минимальной температурой поверхности льда объясняется теплоизолирующим действием снежного покрова, толщина которого в течение зимы непрерывно возрастала и к началу снеготаяния достигла 2,5 м. В результате анализа весенних подснежных температур была обнаружена зависимость минимальной температуры поверхности ледника от величины максимального снегонакопления (рис. 86). Отклонение от этой зависимости в сторону более низких температур наблюдается на присклоновых ледниках и под стенками каров, где снегонакопление происходит в основном за счет низовых метелей и поземков в наиболее холодные периоды зимы (см. гл. III) и за счет схода лавин, в результате чего в толще снега формируется большой запас холода. Оконтуренные пунктирной кривой точки на рис. 86 относятся к леднику Медвежьему (верхняя точка) и к краевым (подсконовым) частям фирновых бассейнов ледников ИГАН и Обручева.

Максимальная температура поверхности ледников Урала равна 0° , однако большую часть года она отрицательная. В течение холодного периода происходит довольно равномерное нарастание отрицательных значений температуры (см. рис. 85), следовательно, среднегодовая температура поверхности ледника определяется в основном интенсивностью зимнего выхолаживания, которая, в свою очередь, зависит от величины снегонакопления. Величина снегонакопления в гольцовом поясе Урала не имеет определенной зависимости от высоты над уровнем моря, но на ледниках снегонакопление тем больше, чем ниже расположен ледник (см. гл. III).

Повышенное снегонакопление на низкорасположенных ледниках обеспечивает возможность их существования при интенсивной абляции в условиях более теплого лета. Отсюда — наиболее высокие температу-

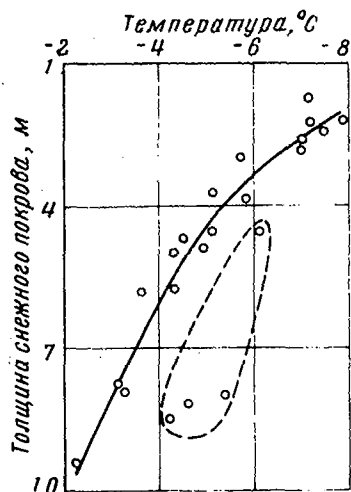


Рис. 86. Зависимость минимальной температуры поверхности ледника от величины максимального снегонакопления

ры льда в низкорасположенных каровых ледниках Обручева и Анучина. Можно предположить, что ледники хребта Сабля на Приполярном Урале, расположенные на тех же высотах, что и ледник Анучина, обладают нулевыми температурами всей массы льда ниже границы тропозоны. Остальные же ледники Северного и Приполярного Урала, по-видимому, имеют температуры, близкие к измеренным в ледниках Полярного Урала, так как потепление климата при движении на юг компенсируется увеличением высоты ледников над уровнем моря.

Для приближенной оценки среднегодовое значение температуры поверхности ледника можно принять равным среднему арифметическому ее экстремальных значений. В точках термозондирования в пределах области абляции карово-долинной части ледника ИГАН величина максимального снегонакопления составляет от 290 до 500 см, чему соответствует (см. рис. 86) среднегодовая температура поверхности ледника от $-3,3$ до $-2,3^\circ$. Температура льда на глубине 10 м в тех же точках колеблется (см. рис. 84) от $-1,8$ до $-1,3^\circ$. В области абляции ледника Обручева величина снегонакопления незначительно уменьшается к концу языка, что должно сопровождаться незначительным понижением среднегодовой температуры поверхности ледника в том же направлении, температура же льда на глубине 10 м вниз по леднику повышается и довольно значительно (на $0,9^\circ$). Как видно из этих примеров, в пределах одного ледника между изменениями температуры льда на поверхности и у нижней границы тропозоны может быть не только количественное, но и качественное несоответствие. Поэтому для объяснения показанных выше различий температур льда у нижней границы тропозоны недостаточно знания факторов, определяющих среднегодовую температуру поверхности ледника, необходимо еще выяснить закономерности изменения среднегодовой температуры льда с глубиной.

Ограничимся случаем, когда внутренние источники тепла отсутствуют или когда влиянием их на температуру льда можно пренебречь. Такие условия наблюдаются в областях абляции полярно-уральских каровых и карово-долинных ледников, где на поверхность выходит непроницаемый для воды лед**, а малые скорости движения (до 5 м/год) исключают возможность сколь-нибудь значительного выделения теплоты трения. Плотность и теплофизические характеристики льда будем считать постоянными. Построим прямоугольную систему координат, приняв за ее начало точку, расположенную на постоянном расстоянии от поверхности ледника и не изменяющую своего положения в плане. Ось ox направим вверх по нормали к поверхности ледника, оси oy и oz — параллельно поверхности ледника соответственно в направлении движения ледника и по нормали к нему. Составим уравнение баланса тепла для элементарного объема льда, имеющего форму куба с ребром $dx=dy=dz$ и координатами одной из вершин (ближайшей к началу координат) x, y, z .

Количество тепла q_x , прошедшее через нижнюю грань куба с учетом стаивания льда на поверхности ледника, т. е. наличия составляющей скорости движения льда по нормали к поверхности w_x , определяется выражением

$$q_x = -\lambda \frac{\partial t}{\partial x} + c\gamma t w_x. \quad (V.1)$$

Выражение для потока тепла через верхнюю грань имеет вид

$$q_{x+dx} = -\lambda \frac{\partial}{\partial x} \left(t + \frac{\partial t}{\partial x} dx \right) + c\gamma \left(t + \frac{\partial t}{\partial x} dx \right) \left(w_x + \frac{\partial w_x}{\partial x} dx \right). \quad (V.2)$$

* Среднегодовая температура поверхности ледника принимается равной половине величины минимальной температуры поверхности ледника при соответствующей величине максимального снегонакопления.

** Трещиноватые участки составляют исключение.

Разность (V. 1) и (V. 2) представляет собой изменение количества тепла в объеме за счет теплотопоков через нижнюю и верхнюю грани в направлении оси ox :

$$\Delta q_x = \lambda \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} dx - c\gamma \omega_x \frac{\partial t}{\partial x} dx - c\gamma t \frac{\partial \omega_x}{\partial x} dx - c\gamma \frac{\partial t}{\partial x} dx \frac{\partial \omega_x}{\partial x} dx.$$

Отбросив последний член как бесконечно малую второго порядка, получим

$$\Delta q_x = \lambda \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} dx - c\gamma \omega_x \frac{\partial t}{\partial x} dx - c\gamma t \frac{\partial \omega_x}{\partial x} dx. \quad (\text{V.3})$$

Аналогичные выражения для изменения количества тепла в объеме за счет теплотопоков через боковые грани в направлениях oy и oz имеют вид:

$$\Delta q_y = \lambda \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} dy - c\gamma \omega_y \frac{\partial t}{\partial y} dy - c\gamma t \frac{\partial \omega_y}{\partial y} dy; \quad (\text{V.4})$$

здесь ω_z — составляющая скорости движения льда вдоль оси oy ;

$$\Delta q_z = \lambda \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} dz \quad (\text{V.5})$$

(принимая $\omega_z = 0$).

В случае стационарного температурного режима общее изменение количества тепла в объеме равно нулю:

$$\lambda \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right) - c\gamma \left(\omega_x \frac{\partial t}{\partial x} + \omega_y \frac{\partial t}{\partial y} \right) - c\gamma t \left(\frac{\partial \omega_x}{\partial x} + \frac{\partial \omega_y}{\partial y} \right) = 0.$$

Приняв плотность льда постоянной, к данному случаю можно применить уравнение неразрывности для несжимаемой жидкости

$$\frac{\partial \omega_x}{\partial x} + \frac{\partial \omega_y}{\partial y} + \frac{\partial \omega_z}{\partial z} = 0$$

или при $\omega_z = 0$:

$$\frac{\partial \omega_x}{\partial x} + \frac{\partial \omega_y}{\partial y} = 0.$$

Уравнение для передачи тепла в теле ледника принимает вид

$$a \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right) - \omega_x \frac{\partial t}{\partial x} - \omega_y \frac{\partial t}{\partial y} = 0, \quad (\text{V.6})$$

где $a = \lambda / c\gamma$ — коэффициент температуропроводности льда.

Перепады температуры льда Δt на протяжении длины L , ширины B и толщины H ледника являются, как правило, величинами одного порядка. Порядок величин вторых производных температуры по x , y и z можно выразить через конечные разности: $d^2 t / dx^2 \approx \Delta t / H^2$; $d^2 t / dy^2 \approx \Delta t / L^2$; $d^2 t / dz^2 \approx \Delta t / B^2$. Обычно $L/10 \gg H \ll B/10$, следовательно,

$$100 \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} \ll \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} \gg 100 \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}.$$

Пренебрегая вторыми производными температуры по y и z , получим окончательный вид дифференциального уравнения передачи тепла в леднике со стационарным температурным режимом при отсутствии внутренних источников тепла:

$$a \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} - w_x \frac{\partial t}{\partial x} - w_y \frac{\partial t}{\partial y} = 0. \quad (\text{V.7})$$

На полярно-уральских каровых и карово-долинных ледниках w_x и w_y — величины одного порядка, $m/год$; порядок величины $\partial t/\partial x$ — десятые доли градуса на 1 м, $\partial t/\partial y$ — десятые доли градуса на 100 м. Следовательно, величина $w \frac{\partial t}{\partial y}$ (тысячные доли градуса в год) на два порядка меньше величины $w_x \frac{\partial t}{\partial x}$ (десятые доли градуса в год), и для этих ледников справедливым будет обыкновенное дифференциальное уравнение

$$\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} - \frac{w_x}{a} \frac{dt}{dx} = 0. \quad (\text{V.8})$$

Исключение составляют участки ледников вблизи границы питания, где наблюдаются наибольшие величины w_y и наименьшие w_x (на границе питания $w_x = 0$). Для этих участков справедливо выражение $a \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} - w_y \frac{\partial t}{\partial y} = 0$, которое иногда можно упростить до вида $d^2 t/dx^2 = 0$.

Общее решение уравнения (V. 8)

$$t = C_1 \int e^{\int \frac{w_x}{a} dx} dx + C_2, \quad (\text{V.9})$$

где C_1 и C_2 — постоянные интегрирования; e — основание натуральных логарифмов.

При отсутствии продольной деформации величина составляющей скорости движения льда по нормали к поверхности ледника на различной глубине h определяется выражением

$$w_x = W - \sin \alpha (v_b - v_h), \quad (\text{V.10})$$

где W — средняя многолетняя скорость сдвига льда на поверхности ледника; α — угол между поверхностью ледника и направлением движения льда (линией тока); v_b и v_h — скорости движения льда на поверхности ледника и на глубине h .

Ограничившись рассмотрением поверхностных, наиболее доступных для изучения температурного режима, слоев ледников (до глубины около 25 м), где дифференциация скоростей движения льда незначительна или вообще отсутствует [5, 337], можно принять $w_x = \text{const} = W$. Тогда окончательным решением уравнения (V. 8) будет

$$t = (t_b - t_0) \frac{1 - e^{Wx/a}}{1 - e^{WH/a}} + t_0, \quad (\text{V.11})$$

где t_0 и t_b — средние многолетние температуры нижней и верхней поверхностей рассматриваемого слоя ледника; H — толщина слоя [209, 210]. Аналогичное решение дано в работе [64] для шельфовых ледников.

При $W = 0$ решение (V. 11) приводит к выражению, содержащему неопределенность 0/0. Раскрывая эту неопределенность по Лопиталю, получаем

$$t = (t_b - t_0) \frac{x}{H} + t_0.$$

Как видно из рис. 87, температура льда у нижней границы тропозоны по сравнению со среднегодовой температурой поверхности ледника

тем выше, чем больше толщина годового слоя стаивания льда. На языке ледника ИГАН уменьшение снегонакопления сопровождается увеличением абляции льда (рис. 88). Этим можно объяснить тот факт, что, несмотря на значительные различия в величинах снегонакопления, изменения температуры льда на глубине 10 м невелики (см. рис. 84). В пределах области абляции ледника Обручева величина снегонакопления вниз по языку ледника почти не изменяется, а интенсивность абляции сильно возрастает, что приводит к значительному повышению в этом направлении температуры льда у нижней границы тропозоны (см. рис. 84).

Уравнение (V.8) не учитывает изменение температуры в теле ледника во времени, которое является следствием многолетней изменчивости климата. Однако в различных частях одного и того же ледника или в близко расположенных ледниках изменения температуры льда, вызванные климатическими изменениями, будут одинаковыми по знаку и довольно близкими по величине, и при выявлении пространственных температурных различий в областях абляции каровых и карово-долинных ледников можно исходить из условия стационарности их температурного режима.

Вернемся теперь к вопросу о возможности существования нулевой температуры в глубинных слоях областей абляции каровых и карово-долинных ледников. Предположим, что по всей толщине ледника сохраняется условие $w_x = \text{const} = W$. Для слоя, ограниченного снизу нулевой изотермой, выражение (V. 11) принимает вид

$$t = t_b \frac{1 - e^{Wx/a}}{1 - e^{WH/a}}. \quad (\text{V.12})$$

Температура в стратозоне не испытывает колебаний в течение года и измеренная величина температуры соответствует ее среднегодовому значению. Если известны величины температуры t_1 и t_2 на глубинах $h_1 = H - x_1$ и $h_2 = H - x_2$ (ниже границы тропозоны) и толщина годового слоя стаивания льда W , глубину нижней границы стратозоны (нулевой изотермы) можно определить из следующей формулы [209]:

$$H = h_1 + \frac{a}{W} \ln \frac{t_1 - t_2}{t_1 e^{\frac{W}{a}(h_1 - h_2)} + t_2}. \quad (\text{V.13})$$

Вычисленная таким путем глубина нулевой изотермы в верхней части языка ледника ИГАН составляет 55 м ($h_1 = 25$ м; $h_2 = 15$ м; $t_1 = -0,7^\circ$; $t_2 = -1,2^\circ$; $W = 1,1$ м/год) при общей толщине льда в этом месте 140 м [37]

Предположим теперь, что изменение скорости движения льда с глубиной происходит по закону вязкого течения:

$$v = v_b (1 - h^2/H^2),$$

здесь H — толщина ледника; линии тока по всей толщине ледника параллельны между собой. Тогда, если толщина ледника в данной точке не изменяется во времени, по всей толщине ледника $w_x = v \sin \alpha$, т. е.

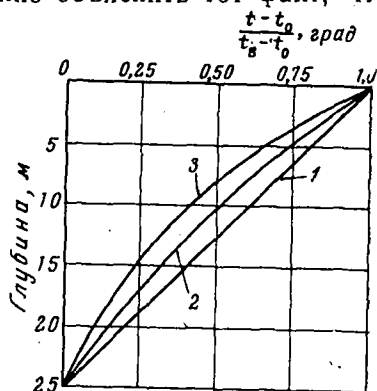


Рис. 87. Распределение температуры в верхнем слое ледника в зависимости от величины годового стаивания льда

1 — $W = 0$, 2 — $W = 1$ м/год, 3 — $W = 2$ м/год

$$\omega_x = W(1 - h^2/H^2)$$

ИЛИ

$$\omega_x = W(2x/H - x^2/H^2). \quad (V.14)$$

По данным Г. Д. Черемных [318], в верхней части языка ледника ИГАН за период с 1953 по 1958 г. поверхность льда опустилась на 3—4 м (см. рис. 99). Принимая во внимание, что указанный период был

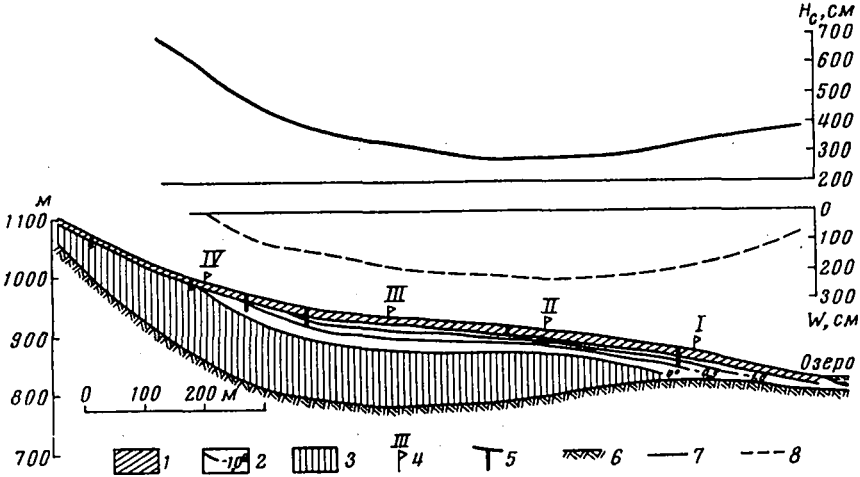


Рис. 88. Продольный температурный разрез карово-долинной части ледника ИГАН

1 — тропозона, 2 — стратозона и распределение температуры в ней, 3 — гомотермическая зона, 4 — речные створы, 5 — термометрические скважины, 6 — профиль ложа ледника (по Б. А. Боровинскому [37]), 7 — толщина снежного покрова на поверхности ледника перед началом снеготаяния (H_c), 8 — толщина годового слоя стайвания льда (W)

одним из наименее благоприятных для существования ледника ИГАН за последнее столетие (см. гл. VII), можно считать, что в среднем многолетнее опускание поверхности льда в этой части ледника идет со значительно меньшей скоростью, им можно пренебречь и считать толщину ледника практически неизменной во времени. При величине геотермического теплопотока $38 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{год}$ [352] скорость донного таяния составляет всего $0,55 \text{ см/год}$ и его можно не учитывать. Подставляя выражение (V. 14) в (V. 9), получаем

$$t = C_1 \int e^{\frac{Wx^2}{aH}} \left(1 - \frac{x}{3H}\right) dx + C_2. \quad (V.15)$$

Интеграл от функции $f(x) = e^{\frac{Wx^2}{aH}} \left(1 - \frac{x}{3H}\right)$ не может быть выражен через элементарные функции. Для ее приближенного изображения можно подобрать аппроксимирующую функцию, удобную для интегрирования. В области $70 \leq x \leq 125$ такой функцией будет $f(x) = mx^n + p$ при $m = 2,818 \cdot 10^{-8}$; $n = 4,126$; $p = 1,547$. Заменив в (V. 15) подынтегральную функцию аппроксимирующей и взяв интеграл от последней, получим

$$t \approx C_1 x \left(\frac{mx^n}{p(n+1)} + 1 \right) + C_2$$

или, после подстановки числовых значений параметров,

$$t \approx C_1 x (3,554 \cdot 10^{-9} x^{4,126} + 1) + C_2. \quad (V.16)$$

При $x=115$ м $t=-0,7^\circ$; при $x=125$ м $t=-1,2^\circ$.

Подставив эти величины в выражение (V. 16), найдем значения постоянных:

$$C_1 = -0,0062^\circ; C_2 = 0,833^\circ.$$

Окончательным решением для слоя льда глубиной от 15 до 70 м будет

$$t \approx -0,0062^\circ x (3,554 \cdot 10^{-9} x^{4,126} + 1) + 0,833^\circ. \quad (V.17)$$

Методом последовательных приближений находим, что $t=0$ при $x=92$ м, т. е. на глубине 48 м ($140-92=48$). При двух крайних допущениях: 1) $w_{x/x=0}=W$ и 2) $w_{x/x=0}=0$ мы получили довольно близкие значения глубины нулевой изотермы, действительное ее значение, по-видимому, лежит в пределах от 48 до 55 м. Таким образом, в карово-долинной части ледника ИГАН на участке с наибольшей толщиной льда почти $2/3$ ледника по глубине занимает гомотермическая зона с температурой льда 0° .

В нижней части языка ледника ИГАН, согласно выражению (V. 13), глубина нулевой изотермы составляет 50 м ($h_1=25$ м; $h_2=15$ м; $t_1=-0,5^\circ$; $t_2=-1,1^\circ$; $W=1,8$ м/год), что примерно соответствует толщине льда в данной точке [37]. На протяжении языка ледника глубина нулевой изотермы почти не изменяется, следовательно, на границе стратозоны и гомотермической зоны за какой-то промежуток времени отрицательную температуру принимает слой льда толщиной, равной примерно толщине слоя льда, стаявшего за то же время на поверхности ледника. На рассматриваемом участке ледника за год стаявает от 1 до 2 м льда. Используя выражение (V. 17), определяем величину температурного градиента у нижней границы стратозоны, равную $0,00025$ град/см. При такой величине температурного градиента теплоток за год равен 37 кал/см².

Как уже указывалось, источником тепла на границе между стратозонной и гомотермической зоной является скрытая теплота льдообразования ($79,6$ кал/г). Теплоток в 37 кал/см² · год может существовать при ежегодном замерзании воды в количестве $0,46$ г/см², что при толщине ежегодно «промерзающего» слоя от 1 до 2 м и объемном весе льда $0,86$ г/см³ соответствует влагосодержанию от 0,54 до 0,27%. Близкая величина (0,5%) получена при измерении влагосодержания ледяной прослойки в толще фирна на глубине 8,5—9 м (см. рис. 89). Если влагосодержание глубинных слоев льда в разных частях ледника одинаково, то на участках с повышенной абляцией льда нулевая изотерма должна располагаться на меньшей, по сравнению с другими участками ледника, глубине, как это показано на рис. 88.

Из выражения (V. 11) следует, что величина температурного градиента в глубинных слоях стратозоны находится в обратной зависимости от величины стаявания льда на поверхности ледника, что также способствует приближению нулевой изотермы к поверхности на участках с более интенсивной абляцией льда. Глубина нулевой изотермы достигает наибольшего значения в верхней части области абляции с малыми скоростями переноса массы льда по направлению к поверхности ледника. Расчеты Г. Робина [352], Г. Векслера [64] и И. А. Зотикова [120] для Антарктиды показывают, что при обратном направлении переноса — оседании массы льда — температурный градиент с глубиной возрастает. Поэтому следует считать, что наиболее интенсивное углубление нулевой

изотермы происходит в нижней краевой части области аккумуляции, где мощная фирновая толща отсутствует и ниже границы тропозоны появляются отрицательные температуры (см. гл. VI).

Расчеты глубины нулевой изотермы производились при ряде допущений, поэтому результаты их в какой-то мере предположительны; однако существование гомотермической зоны с нулевой температурой в нижних слоях областей абляции каровых и карово-долинных ледников с толщиной льда более 50 м несомненно.

На присклоновых ледниках величина сальдо вещественного баланса в среднем многолетнем близка к нулю, следовательно, величина ω_x также близка к нулю и конвективный теплоток по нормали к поверхности незначителен. Эти ледники обладают слабым движением, поэтому конвективный теплоток в направлении движения льда также весьма мал. В этом случае поле температур в теле ледника определяется молекулярным теплотокком, вызванным разностью температур на нижней и верхней поверхностях ледника, существующей в результате притока тепла извне к одной из них. Предположим, что этот приток тепла вызван геотермическим теплотокком. Тогда термическая ступень во льду с коэффициентом теплопроводности, равным $4,7 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек · град, составит 32 м/град. Лед в ледниках Медвежьем и ИГАН (присклоновая часть) имеет температуру $-1,0^\circ$ на глубинах 10 и 17,5 м, следовательно, глубина нулевой изотермы равна 42 м в первом и 50 м во втором случаях. Однако толщина льда в присклоновых ледниках, судя по морфологическим признакам, имеет значительно меньшие величины (см. гл. I), и, следовательно, присклоновые ледники обладают отрицательными температурами во всей толще льда ниже границы активного слоя.

Многолетняя изменчивость вещественного баланса ледников, безусловно, сопровождается изменением их температурного режима, так как от года к году меняется величина снегонакопления и абляции.

Глава VI.

ПРОЦЕССЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ И СТРОЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

1. ПРОЦЕССЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Изучение характера накопления вещества, строения и температурного режима верхних слоев ледников в областях аккумуляции позволяет в соответствии с классификацией П. А. Шумского и Е. Н. Цыкина [317] выделить на ледниках Полярного Урала три зоны льдообразования: теплую фирновую, фирново-ледяную и зону ледяного питания [283, 287]. В связи с особенностями пространственного размещения ледников (разрозненность, приуроченность к особо благоприятным для снегонакопления формам рельефа, расположенным на разных гипсометрических уровнях) высотная поясность зон льдообразования как по району в целом, так и внутри отдельных очагов оледенения отсутствует. Существование той или иной зоны и размещение ее на каждом отдельном леднике определяется местными условиями снегонакопления, величинами зимнего выхолаживания и абляции.

В первую очередь следует различать каровые ледники, имеющие, как правило, ежегодную дифференциацию на области аккумуляции и абляции, и присклоновые ледники, где накопление и расход вещества могут происходить на разных участках, а в отдельные годы и на всей поверхности ледника.

Эти различия объясняются характером снегонакопления (см. гл. III): на каровых ледниках снегонакопление резко увеличивается вблизи стенок кара, на присклоновых снег распределяется по поверхности ледника довольно равномерно.

Среди каровых ледников, в свою очередь, можно выделить ледники с постоянным, более или менее хорошо выраженным фирновым бассейном (ледники ИГАН, Обручева, МГУ и некоторые другие) и ледники, которые периодически целиком освобождаются от фирнового покрова. На первых представлены все три зоны льдообразования, вторые, равно как и присклоновые ледники, имеют только фирново-ледяное и ледяное питание, а в отдельные годы совсем лишены его.

Рассмотрим, как происходит льдообразование на леднике ИГАН, изученном наиболее подробно. Обилие снега, не успевающего полностью растаять даже в условиях интенсивного летнего таяния, приводит к ежегодному накоплению фирна в тыловой части кара. Толщина снежного покрова к началу снеготаяния в отдельные годы превышает 10—12 м (до 6000 мм в слое воды), а толщина годовых фирновых слоев (фирнового остатка) может достигать 4—5 м (до 3000 мм в слое воды).

Количество талых и дождевых вод достаточно для заполнения всех пор в слое фирнового остатка, но малый запас зимнего холода приводит к тому, что только незначительная часть жидкой воды замерзает, образуя прослойки инфильтрационного льда в толще фирна, основная же масса воды образует подледный и внутриледный сток. В результате накопления на поверхности новых фирновых слоев ранее отложенный фирн быстро

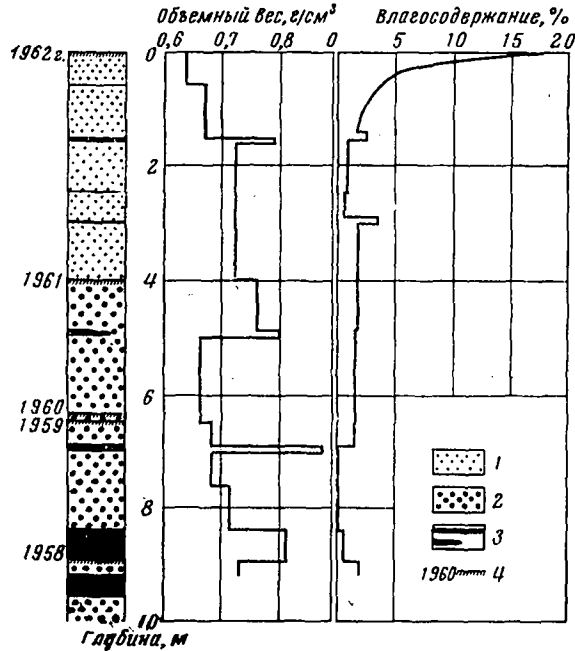


Рис. 89. Разрез верхних слоев фирновой толщи в центральной части области аккумуляции ледника ИГАН в конце августа 1962 г.

1 — фирн среднезернистый (размер зерен до 2 мм), 2 — фирн крупнозернистый (размер зерен 2—5 мм), 3 — ледяные прослойки и линзы, 4 — поверхности абляции разных лет

выходит за пределы промерзающей зимой тропозоны, не успевая превратиться в лед инфильтрационным путем. Формируется толща «теплого» фирна с прослойками инфильтрационного льда (рис. 89). В нижней части фирнового бассейна, где годовой прирост фирна и толща сезонного снега меньше, сравнительно больший запас зимнего холода и многолетнее пребывание фирна в активном слое значительно усиливают процессы инфильтрационного льдообразования и ускоряют превращение фирна в лед.

Нами произведены расчеты (здесь не приводятся из-за своей громоздкости) инфильтрационного уплотнения фирна для разных точек области питания карово-долинной части ледника ИГАН с использованием средних за период 1959—1963 гг. величин максимального снегонакопления и фирнового остатка. Эти расчеты производились не для всего активного слоя (тропозоны), а для осредненного (за пятилетний период) годового слоя фирнового остатка с момента его превращения из снега в режеляционный фирн и до того момента, пока он в результате отложения новых фирновых слоев не окажется ниже границы тропозоны. Величины начального объемного веса нестайивающей части снежной толщи и объемного веса фирна возрастом в один год на основании многочисленных измерений приняты равными соответственно 0,55 и 0,66 г/см³. Дальнейшее увеличение объемного веса фирна вычислялось с учетом распре-

деления жидкой воды в фирне в конце периода абляции (см. рис. 89) и уплотнения фирна в результате его оседания (табл. 57).

Величины оседания фирна были получены путем повторного измерения (через год) расстояний между маркированными горизонтами в

Таблица 57

Уплотнение фирна в зависимости от его объемного веса

Начальный объемный вес фирна, $г/см^3$	Относительное уменьшение толщины фирнового слоя за год	Годовой прирост объемного веса фирна, $г/см^3$
0,66	0,93	0,052
0,68	0,97	0,021
0,69	0,98	0,014
0,71—0,72	0,99	0,007

шурфе на глубинах от 1 до 9 м. При этом была обнаружена зависимость оседания фирна только от величины его начального объемного веса, но не от глубины. Так, величина относительного оседания оказалась равной 0,99 для слоев, расположенных на глубинах 2 и 8 м, с объемным весом фирна, равным соответственно 0,72 и 0,71 $г/см^3$. Следовательно, хотя оседание фирна и происходит под давлением вышележащих слоев, возрастающим с глубиной, величина его определяется в первую очередь плотностью упаковки фирновых зерен, наиболее наглядным показателем которой является объемный вес.

Основным результатом расчетов является количество инфильтрационного льда в годичном слое после прекращения инфильтрационного льдообразования в нем. Общая толщина прослоек инфильтрационного льда ($H_{и.л}$), образующихся в годичном фирновом слое за один сезон, находилась по формуле

$$H_{и.л} = \frac{c\gamma tH}{L\Delta\gamma},$$

где c — удельная теплоемкость льда (0,5 $кал/г \cdot град$); γ — средний объемный вес слоя до начала инфильтрационного прогревания, $г/см^3$; t — средняя температура слоя перед началом снеготаяния (абсолютная величина), $град$; H — толщина слоя, $см$; L — скрытая теплота плавления (80 $кал/г$); $\Delta\gamma$ — разность величин объемного веса инфильтрационного льда и фирна, $г/см^3$.

Средняя температура слоя вычислялась с учетом зависимости температуры поверхности фирна от величины максимального снегонакопления (см. рис. 86) и средних величин температурных градиентов в фирне и в нижних слоях снежной толщи, равных соответственно 1,3 и 1,8 $град/м$. Две последние величины получены в результате весеннего термозондирования и измерения температуры снега в шурфах в разных точках фирнового бассейна ледника ИГАН.

Величина объемного веса инфильтрационного льда была принята как средняя из измеренных весовым методом величин объемного веса прослоек льда в шурфе (см. рис. 89), т. е. 0,82 $г/см^3$. Малый объемный вес инфильтрационного льда* можно объяснить интенсивным таянием и быстрой инфильтрацией и замерзанием талой воды, в результате чего в образующемся льду сохраняется большое количество защемленных пузырьков воздуха.

* Нижний предел колебаний объемного веса инфильтрационного льда по П. А. Шумскому [337] составляет 0,86 $г/см^3$.

Для центральной части фирнового бассейна ледника ИГАН количество инфильтрационного льда в годичном фирновом слое ниже границы тропозоны составляет, по нашим расчетам, около 17% от общего водозапаса слоя, что почти совпадает с данными непосредственного определения относительного водозапаса прослоек инфильтрационного льда (16%) в шурфе на глубине от 4 до 9 м (три годичных слоя). Увеличение водозапаса фирнового слоя за счет инфильтрации за три года его пребывания в пределах тропозоны составляет 13% от первоначального водозапаса нестайивающей части снежной толщи.

На языке ледника ИГАН в пределах годовых слоев, состоящих в основном из белого, богатого воздушными пузырьками льда, выделяются более прозрачные голубоватые прослойки с меньшим содержанием воздуха (см. ниже). Происхождение их несомненно инфильтрационное. Основная же масса белого льда образуется вследствие оседания и паратектонической перекристаллизации фирна.

Паратектоническая перекристаллизация может быть рекристаллизационной в холодном и режелационной в «теплом» (т. е. имеющем нулевую температуру) фирне [337], поэтому тепловую фирновую зону по генезису льда правильнее было бы называть не инфильтрационно-рекристаллизационной [317], а инфильтрационно-режелационной, сохранив первое название за холодной фирновой зоной.

Глубина, на которой происходит полное превращение теплого фирна в инфильтрационно-режелационный лед, непосредственными измерениями не установлена. Попытаемся ее рассчитать. Величина объемного веса вторично-рекристаллизационного льда в области абляции ледника ИГАН, измеренная весовым методом, составляет $0,86 \text{ г/см}^3$ [305]. Примем ее за предельную величину уплотнения льда на данном леднике. В центральной части фирнового бассейна на глубине 9 м. объемный вес фирна $0,72 \text{ г/см}^3$. Построив кривую зависимости годового прироста объемного веса фирна и льда ($d\gamma/d\tau$) от его объемного веса (γ) (см. табл. 57), легко убедиться, что в области $0,72 \leq \gamma \leq 0,86$ эту зависимость можно аппроксимировать прямой

$$\frac{d\gamma}{d\tau} = \frac{0,007}{0,86 - 0,72} \cdot (0,86 - \gamma) = 0,05 (0,86 - \gamma).$$

Решив полученное дифференциальное уравнение относительно τ при следующих граничных условиях:

$$\begin{aligned} \tau = 0, \quad \gamma &= 0,72 \text{ г/см}^3; \\ \tau = T, \quad \gamma &= 0,82 \text{ г/см}^3, \end{aligned}$$

получаем $T = 26$ лет. Иными словами, для превращения фирна с объемным весом $0,72 \text{ г/см}^3$ в лед требуется 26 лет. При годовой аккумуляции 1150 мм в слое воды или 1,5 м в слое фирна, объемным весом $0,77 \text{ г/см}^3$ ($\frac{0,72 + 0,82}{2} = 0,77$), полное превращение фирна в лед должно было бы происходить на глубине $1,5 \cdot 26 + 9 = 48$ м.

Однако рассматриваемый объем фирна движется со скоростью порядка 5 м/год (горизонтальная составляющая вектора скорости) и через 26 лет окажется уже не в средней части фирнового бассейна, а на границе питания, где годовая аккумуляция равна нулю. Среднюю за данный период скорость погружения нашей начальной точки внутрь ледника можно принять примерно равной половине величины годовой аккумуляции в начале периода ($1,5 : 2 = 0,75 \text{ м/год}$). Следовательно, поверхность

* $0,82 \text{ г/см}^3$ — минимальная величина объемного веса инфильтрационно-рекристаллизационного льда [337].

инфильтрационно-режеляционного льда в районе границы питания должна находиться на глубине $0,75 \cdot 26 + 9 = 28,5$ м.

Весной 1963 г. при бурении скважины в области абляции ледника ИГАН в точке, расположенной в 60 м ниже границы питания*, под 12-метровой толщей льда (несомненно инфильтрационного происхождения) была обнаружена фирновая толща**, причем скважина глубиной 25 м не достигла ее нижней границы (см. рис. 91). Переход верхней ледяной толщи в фирновую происходит постепенно. Первые фирновые прослойки встречаются на глубине 9 м, ниже 12 м в разрезе преобладает фирн, и количество ледяных прослоек с глубиной быстро уменьшается. При перемещении льда от границы питания до точки, в которой была заложена скважина (скорость 5 м/год), стает около 4 м льда. Следовательно, глубина поверхности инфильтрационно-режеляционного льда в районе границы питания составляет более 29 м, т. е. оседание фирна в более глубоких слоях происходит, по-видимому, медленнее, чем этого следовало бы ожидать на основании наблюдений в верхних слоях фирновой толщи. Это можно объяснить тем, что талые и дождевые воды, равномерно инфильтрующиеся через верхние слои, глубже концентрируются по каналам стока и в меньшей степени способствуют оседанию фирна. На наличие внутренних каналов стока указывают появляющиеся на поверхности ледника в области абляции каверны и желваки конжеляционного льда. Глубина поверхности инфильтрационно-режеляционного льда в центральной части фирнового бассейна, по-видимому, не менее 40 м.

Как уже указывалось, в нижней части области аккумуляции процессы инфильтрационного льдообразования протекают более интенсивно. Согласно расчетам, при «чистой» аккумуляции 400 мм/год в слое воды годичный фирновый слой за 7 лет пребывания в пределах тропозоны полностью превращается в инфильтрационный лед. Теплая фирновая зона сменяется фирново-ледяной. Однако если выделять зоны льдообразования не по «последней частице» льда, а по преобладающему процессу и генетическому типу льда [317], то к фирново-ледяной (инфильтрационной) зоне следует относить те участки области аккумуляции, где ниже границы тропозоны общая толщина прослоек инфильтрационного льда в годичном слое превышает общую толщину фирновых прослоек. В этом случае границу между теплой фирновой и фирново-ледяной зонами на леднике ИГАН следует проводить по изолинии «чистой» аккумуляции 700 мм/год в слое воды (рис. 90).

В нижних частях фирново-ледяной зоны по мере уменьшения годового прироста фирна превращение его в инфильтрационный лед происходит на все меньшей глубине. При этом все большую роль играет замерзание талых вод на поверхности выхолаженного за зиму водонепроницаемого льда. Передача выделяющейся теплоты кристаллизации в лед осуществляется кондуктивным путем, а так как теплый период значительно короче холодного, некоторая часть зимнего запаса холода остается не реализованной. В нижних слоях тропозоны и ниже ее границы лед сохраняет отрицательные температуры круглый год, и, следовательно, «промерзание» ледника (см. гл. V) начинается в пределах фирново-ледяной зоны.

Вблизи границы питания, на участках, периодически освобождающихся от фирнового покрова, льдообразование происходит на поверхности монолитного льда, который залегает непосредственно под снежным покровом текущего года. К концу периода абляции новообразовавшийся лед выходит на дневную поверхность. Толщина слоя «молодого» инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда достигает 25—30 см при объемном весе около $0,80 \text{ г/см}^3$ [305]. При начальном объемном

* Имеется в виду среднее за 1959—1963 гг. положение границы питания.

** О происхождении ее см. на стр. 226.

весе снега $0,50—0,55 \text{ г/см}^3$ для образования слоя льда в $25—30 \text{ см}$ необходимо «заморозить» около 100 мм воды. Количество выделившегося при этом тепла составит $700—800 \text{ кал/см}^2$, что соответствует величине летнего теплопотока через поверхность ледника (см. гл. V).

В районах с холодной малоснежной зимой в зоне ледяного питания поверх слоя инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного

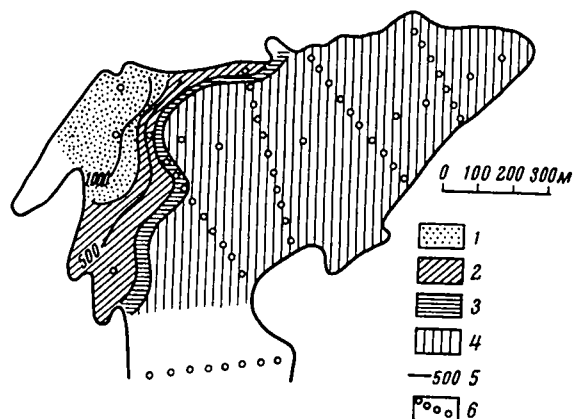


Рис. 90. Зоны льдообразования на карово-долинной части ледника ИГАН

1 — теплая фирновая зона, 2 — фирново-ледяная зона, 3 — зона ледяного питания, 4 — зона абляции, 5 — изолинии «чистой» аккумуляции (в мм слоя воды), 6 — речные створы

льда образуется натечный конжеляционный лед [158, 317, 337]. На уральских ледниках этого не происходит, так как ко времени схода сезонного снега поверхностные слои льда успевают прогреться до 0° , а осеннее выхолаживание поверхности ледников начинается уже после первых обильных снегопадов (см. гл. V).

Образование инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда под слоем сезонного снежного покрова происходит также в области абляции. Слой «молодого» льда будет тем тоньше, чем раньше сойдет снежный покров, так как запас холода в активном слое в этом случае только частично расходуется на льдообразование. Толщина слоя «молодого» льда на языке ледника ИГАН обычно не превышает $10—15 \text{ см}$. В течение лета стаивает не только этот тонкий слой, но и однодвухметровая толща «старого» льда, принесенного из области аккумуляции.

Дифференциация процессов льдообразования в пределах области аккумуляции карово-долинной части ледника ИГАН приводит к тому, что в отдельных годичных слоях «чистой» аккумуляции в направлении движения ледника происходит замещение фирна инфильтрационным и инфильтрационно-конжеляционным льдом. С момента отложения фирна до его полного превращения в лед в процессе перекристаллизации проходит не менее 30 лет (см. выше). За это время частицы фирна успевают пройти путь в 150 м (в проекции на горизонтальную плоскость), т. е. переместиться из центральной части фирнового бассейна в верхнюю часть области абляции. В результате ниже границы питания под слоями льда, образовавшимися в краевой части области аккумуляции, залегает еще не превратившийся в лед фирн, поступивший из центральной части фирнового бассейна (рис. 91).

Наличие бронирующей ледяной толщи исключает приток талых вод в фирн сверху. Приток воды сбоку, из фирнового бассейна по водонепро-

нищаемым прослоям инфильтрационного льда также невозможен, так как уже в верхней части области абляции слоистость имеет наклон в сторону задней стенки кара (см. рис. 14, 91). Поэтому фирновая толща приобретает отрицательные температуры. Так, в упомянутом выше разрезе температура фирна на глубинах 15, 20 и 25 м равнялась соответственно $-0,7$, $-0,5$ и $-0,2^{\circ}$. Ниже фирновой линии на поверхность ледника фирн нигде не выходит. Его превращение в лед заканчивается путем рекристаллизации без участия жидкой воды.

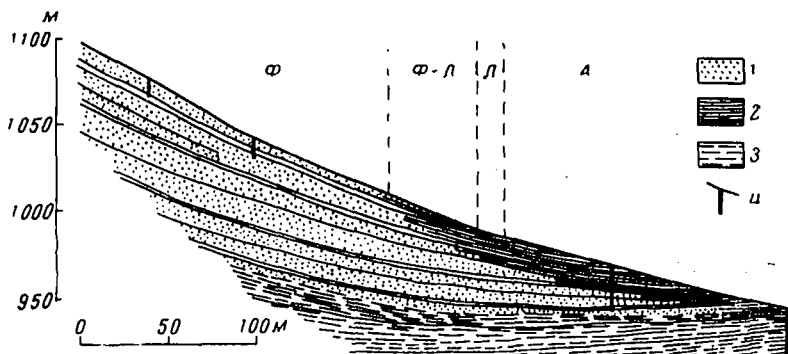


Рис. 91. Продольный разрез фирнового бассейна ледника ИГАН
1 — фирн, 2 — инфильтрационный и инфильтрационно-конжеляционный лед, 3 — инфильтрационно-режеляционный лед, 4 — скважины и шурфы
Ф — теплая фирновая зона, Ф-Л — фирново-ледяная зона, Л — зона ледяного питания, А — зона абляции

Рассмотренная схема льдообразования характерна для всех каровых ледников с постоянными, хорошо выраженными фирновыми бассейнами. Из 28 каровых ледников северной части Полярного Урала (севернее 67° с. ш.), обследованных сотрудниками Полярно-Уральской экспедиции Института географии АН СССР, постоянные фирновые бассейны, а следовательно, и теплую фирновую зону имеют 11 ледников: ИГАН, Анучина, Калесника, Обручева, Чернова, Ковальского, Берга, Маркова, МГУ, Карский, Щучий. По-видимому, этим ограничивается общее количество ледников с теплой фирновой зоной на всей территории Полярного Урала. По мнению Л. Д. Долгушина и А. О. Кеммериха (устные сообщения), к ледникам с теплой фирновой зоной на Приполярном Урале можно отнести ледники Манси, Югра, Рихтера, Хобе, Манарага, Григорьева, все семь ледников хребта Сабля (Гофмана и др.) и на Северном Урале — ледник Южный.

Хотя высотная поясность зон льдообразования на Урале отсутствует, высотные климатические различия в какой-то мере сказываются на процессах льдообразования. С уменьшением высоты над уровнем моря интенсивность абляции закономерно возрастает (см. гл. IV). Поэтому на низкорасположенном леднике для образования слоя фирнового остатка такой же толщины, что и на высокорасположенном, требуется большее снегонакопление, т. е. фирн накапливается в условиях меньшего зимнего промерзания и менее интенсивного инфильтрационного льдообразования. Так, на леднике Обручева слой фирнового остатка такой же толщины, что и на леднике ИГАН, может образоваться при снегонакоплении в 1,2—1,5 раза больше. И если на леднике ИГАН полное превращение фирна в лед инфильтрационным путем возможно при толщине слоя фирнового остатка менее 65 см (400 мм в слое воды), то на леднике Обручева — при толщине слоя фирнового остатка менее 40 см (250 мм в слое воды). В результате соотношение площадей зон льдообразования и их «продуктивности» значительно изменяется в пользу теплой фирновой зоны (табл. 58). Такие же изменения в характере льдообразования

происходят в связи с потеплением климата при движении с севера на юг.

Но в значительно большей степени дифференциация процессов льдообразования и размещение зон льдообразования на различных ледниках зависят от характера снегонакопления на поверхности ледника. Если на

Таблица 58

Соотношение зон льдообразования на ледниках ИГАН и Обручева

Ледник	Зона льдообразования	Площадь зоны		Годовая «чистая» аккумуляция	
		м ²	% от площади области аккумуляции	т	% от полной «чистой» аккумуляции
ИГАН (карсно-долинная часть)	Теплая фирновая	62 500	37,5	68 800	64,0
	Фирново-ледяная	75 000	45,1	35 200	32,7
	Ледяного питания	29 000	17,4	3 480	3,3
		$\Sigma=166 500$		$\Sigma=107 480$	
Обручева	Теплая фирновая	96 500	68,2	88 800	89,5
	Фирново-ледяная	31 000	21,9	9 300	9,4
	Ледяного питания	14 000	9,9	1 120	1,1
		$\Sigma=141 500$		$\Sigma=99 220$	

каровых ледниках с резко возрастающей к задней стенке кара величиной снегонакопления (ИГАН, Обручева и др.) фирново-ледяная и ледяная зоны располагаются в виде узких полос вдоль нижнего края области аккумуляции, то на каровых ледниках с более равномерным снегонакоплением (большинство каровых ледников Урала) они распространяются на всю область аккумуляции, а на присклоновых — на всю поверхность ледника. Внешним признаком отсутствия теплой фирновой зоны является полное или почти полное освобождение области аккумуляции от фирнового покрова к концу периода абляции в годы с малоснежной зимой и сравнительно теплым летом. Так, в конце лета 1958 г. на всех ледниках хр. Оче-Нырды и ряде других каровых ледников Полярного Урала вплоть до задней стенки кара на поверхность выходил лед [284]; летом 1963 г. полностью освободилась от фирна присклоновая часть ледника ИГАН, и в верхней части ледника Медвежьего, где в течение пяти предшествующих лет накапливался фирн, на поверхность вышел лед.

Мощная фирновая толща, характерная для теплой фирновой зоны, в течение одного сезона не может полностью растаять или превратиться в лед. Поэтому в годы с малым снегонакоплением и интенсивной абляцией, когда площади областей аккумуляции сильно сокращаются, на ледниках с фирновым питанием можно наблюдать две фирновые линии: нижнюю — многолетнюю, ограничивающую область распространения на поверхности ледника «старого» фирна, и верхнюю, являющуюся границей питания данного года. Такая картина наблюдалась на карово-долинной части ледника ИГАН и на леднике Обручева в 1960 и 1963 гг.

На присклоновых ледниках накопление фирна и льда в отдельные годы происходит как в верхней, так и в нижней частях или по всей поверхности. Так, на присклоновой части ледника ИГАН в 1962 г. «старый» вторично-рекристаллизационный лед к концу лета открылся только в средней полосе ледника, выше и ниже по леднику сохранился фирн и «молодой» лед; ледник Медвежий в 1961 и 1962 гг. до конца периода абляции оставался покрытым фирном текущего года, а в 1963 г. накопление фирна произошло в нижней его части. Однако в многолетнем аспекте пополнение массы льда происходит только в верхних краевых частях при-

склоновых ледников. На это указывает изменение залегания слоев льда от согласного с уклоном поверхности (до 20—25°) у верхнего края до горизонтального в средней и нижней частях ледника. В противном случае мы наблюдали бы согласное с уклоном поверхности залегание слоев льда на большей части или на всей поверхности ледника.

Эпизодическое накопление фирна и льда на различных участках или на всей поверхности ледника приводит к уменьшению в многолетнем аспекте величины «чистой» абляции, что обеспечивает возможность существования присклоновых ледников с неразвитой областью питания. По типу присклоновых ледников накопление происходит на некоторых небольших каровых ледниках (Кулика, Баклунда, Лепехина).

В целом на Урале преобладающим типом льдообразования является, по-видимому, инфильтрационный, и большая часть суммарной площади областей питания уральских ледников относится к фирново-ледяной зоне. Значительно меньшие площади занимает зона ледяного питания. Эти две зоны представлены на всех без исключения ледниках.

Теплая фирновая зона имеется только на каровых ледниках с обильным снегонакоплением в областях питания, обеспечивающим значительный годовой прирост фирна. По площади теплая фирновая зона, по-видимому, уступает зоне ледяного питания, но по общей продуктивности намного превосходит ее. Последнее объясняется малыми величинами «чистой» аккумуляции в зоне ледяного питания. Весьма незначительную роль в питании ледников играет конжеляционный лед, образующийся при замерзании воды в трещинах.

Смена зон льдообразования в пределах областей питания уральских ледников происходит в результате одного только изменения величины снегонакопления при сохранении тех же средних годовых и месячных температур воздуха, что характерно для районов с умеренно-континентальным климатом [337].

Переход от теплой фирновой зоны к холодной возможен, когда затраты тепла на таяние в сумме со скрытой теплотой кристаллизации жидких осадков становятся меньше зимнего запаса холода в активном слое. На леднике ИГАН, например, полный запас холода в активном слое (включая стаивающий за лето слой снега) перед началом снеготаяния не превышает 3000 *фриг/см²* (см. рис. 82). На наиболее высоко расположенных ледниках Урала (район горы Народной на Приполярном Урале) он вряд ли намного превышает эту величину, так как, во-первых, высотный градиент температуры воздуха в зимние месяцы невелик; во-вторых, на Приполярном Урале зима в целом теплее, чем на Полярном, и похолодание с увеличением высоты над уровнем моря компенсируется потеплением с уменьшением широты (см. гл. II).

Используя зависимость суммы положительных среднесуточных температур воздуха и величины суммарной абляции снега и льда от высоты над станцией Б. Хадата (см. гл. IV) с учетом различий в летних температурах воздуха на одном и том же уровне в районах станции Б. Хадата и гора Народная (см. гл. II), можно оценить возможную величину суммарной абляции на уровне горных вершин наиболее высокой части Урала. Она составляет не менее 1000 мм в слое воды; для замерзания такого количества воды в порах снега и фирна необходим запас холода в 8000 *фриг/см²*, что в условиях Урала маловероятно. Следовательно, скрытая теплота кристаллизации талых вод (без учета жидких осадков) даже в наиболее холодном поясе Урала превышает количество тепла, необходимое для полной реализации зимнего запаса холода в активном слое ледника. В настоящее время на Урале нет условий для существования холодной фирновой зоны.

Изменение величин составляющих вещественного баланса ледников в результате многолетних колебаний климата, несомненно, влечет за

собой изменения в характере льдообразования и в соотношении зон льдообразования на ледниках. По данным пятилетних наблюдений (1959—1963 гг.), была установлена связь величин годовой «чистой» аккумуляции и абляции в различных точках поверхности ледника ИГАН с величиной сальдо вещественного баланса ледника за тот же год. Она выражается формулой

$$\dot{B} = 2,55 B + M,$$

где \dot{B} — годовая «чистая» аккумуляция или абляция в какой-либо точке поверхности ледника (сальдо баланса данной точки поверхности), мм слоя воды; B — сальдо баланса ледника, мм слоя воды.

Величина M для разных точек поверхности ледника различна и изменяется от -540 мм в средней части языка (район наибольших величин «чистой» абляции льда) до $+3340$ мм в тыловой части фирнового бассейна. Для точек, соответствующих среднему за 1959—1963 гг. положению границы питания, $M = +1350$ мм. Легко рассчитать, что при величинах сальдо баланса ледника выше -250 мм «чистая» аккумуляция на участках, относящихся в настоящее время к ледяной и фирново-ледяной зонам, превышает 700 мм, т. е. величину, соответствующую границе между теплой фирновой и фирново-ледяной зонами на леднике ИГАН.

Исходя из балансового ряда ледника ИГАН с 1818 по 1963 гг. (см. гл. VII, рис. 100), можно заключить, что с 1818 г. вплоть до конца прошлого столетия, за исключением периода 40-х годов, а также в 20—30-х годах текущего столетия теплая фирновая зона на данном леднике распространялась на участки, относящиеся в настоящее время к фирново-ледяной и ледяной зонам, а возможно, и на верхнюю часть современной области абляции. Площади фирново-ледяной и ледяной зон на леднике в это время, по-видимому, мало отличались от современных, но располагались эти зоны значительно ниже по леднику.

Очевидно, на каровых ледниках, не имеющих в настоящее время фирнового питания, фирново-ледяная и ледяная зоны в сравнительно недалеком прошлом также смещались вниз по сравнению с современным их положением, и в тыловых частях каров имелись хорошо развитые фирновые бассейны, характерные для теплой фирновой зоны. Прямым указанием на это является то, что на леднике Авсюка, не имеющем в настоящее время теплой фирновой зоны, в области абляции лед состоит так же, как и на леднике ИГАН, из чередующихся белых и голубых слоев с преобладанием первых.

На присклоновых ледниках подобные изменения в характере льдообразования, по-видимому, не имели места. Переход от фирново-ледяной зоны к теплой фирновой, связанный с увеличением снегонакопления и годового прироста фирна, должен был бы сопровождаться либо подъемом поверхности ледника в области питания, либо усилением оттока льда в область абляции и, как следствие этого, продвижением ледника вперед. Однако подъем поверхности присклонового ледника приведет к тому, что она выйдет из ветровой тени и окажется в зоне ветрового сноса снега (см. гл. III), что же касается продвижения присклоновых ледников в прошлом вперед по сравнению с современным их положением, то следов такового мы не наблюдаем, за исключением древних морен у концов ледника Б. Усинского и присклоновой части ледника ИГАН, расположенных в 60—80 м от современного края ледника.

2. ТЕКСТУРЫ ФИРНА И ЛЬДА

Прерывистость снегонакопления приводит к слоистому строению снежной толщи. Слагающие ее слои значительно разнятся как по структуре, так и по физико-механическим свойствам (см. гл. III). В ходе

фирнизации слоистость еще больше подчеркивается неравномерным заполнением пор снега (фирна) льдом, образующимся при замерзании за счет зимнего запаса холода инфильтрующейся жидкой воды. Прослойки и линзы инфильтрационного льда в фирновых бассейнах ледников имеют толщину от долей до десятков сантиметров (см. рис. 89). Внутри этих прослоек и линз можно наблюдать более тонкую слоистость, подчеркиваемую различным содержанием воздушных включений. Она является результатом прежней неоднородности снега и фирна и неоднократного наслаивания инфильтрационного льда при замерзании новых порций воды.

Фирновые и ледяные прослойки объединяются в годичные слои. Границы между последними представляют собой загрязненные минеральными и органическими частицами прослойки фирна или льда, являющиеся прежними поверхностями абляции (см. рис. 89). Прослойки эти, как правило, волнистые — погребенные волны плавления и чаши таяния. Внутри годичных слоев можно также наблюдать загрязненные прослойки, образующиеся в результате отложения на поверхности ледника во время метелей вместе со снегом частиц мхов и лишайников, пыли и даже мелких камней. Необходимым признаком для выделения границ годичных слоев на уральских ледниках является наличие в загрязненных прослойках остатков насекомых, в основном комаров.

В фирново-ледяной и особенно в ледяной зонах годичные слои разграничиваются менее четко, чем в теплой фирновой зоне. Это объясняется тем, что минеральные и органические частицы хорошо задерживаются на поверхности тающего фирна, если же в процессе абляции на поверхность выходит лед, они могут быть смыты талыми и дождевыми водами.

Если осадочное происхождение слоистости фирна не вызывает сомнений, то по вопросу о генезисе текстур льда у гляциологов нет единого мнения. Это находит отражение в различии терминов, применяемых различными исследователями для обозначения элементов текстуры: «слои», «пласты», «полосы», «ленты», «жилы». Можно согласиться с предложением С. В. Калесника различать первичные текстуры льда, унаследованные от фирна (первичная полосчатость), и вторичные, возникающие в результате движения льда независимо от слоистости фирна (вторичная полосчатость) [134]. Так как первичная полосчатость льда по Калеснику есть унаследованная слоистость фирновой толщи, нет особой нужды применять для ее обозначения «нейтральные» термины, более целесообразно подчеркнуть генезис текстур, употребив термин «слоистость». Нейтральные же термины «ленточность» или «полосчатость» уместны в том случае, если у исследователя не сложилось окончательное суждение о происхождении текстур.

Первые исследователи уральских ледников А. Н. Алешков и С. Г. Боч, а впоследствии Л. Д. Долгушин и А. О. Кеммерих обращали внимание на слоистое строение льда. А. Н. Алешков, отмечая слоистость льда ледников хребта Сабля, связывает ее с годичным накоплением снега [8—11]. С. Г. Боч в описании ледников района горы Народной говорит о годовой слоистости или полосчатости льда, применяя оба эти термина как синонимы [38]. Л. Д. Долгушин и А. О. Кеммерих характеризуют полосчатость поверхности ледников как проявление слоистости льда [104—106]. Судя по применявшейся терминологии, первичное осадочное происхождение текстур не вызывало сомнений у перечисленных исследователей.

Слоистость льда на уральских ледниках выражена весьма четко и подчеркивается на границах слоев концентрацией мелкозема, небольших обломков и различных органических примесей (листочка карликовой березы и ивы, кусочки мхов и лишайников, насекомые). Именно эти загрязненные прослойки создают общий фон слоистости (рис. 92), а в

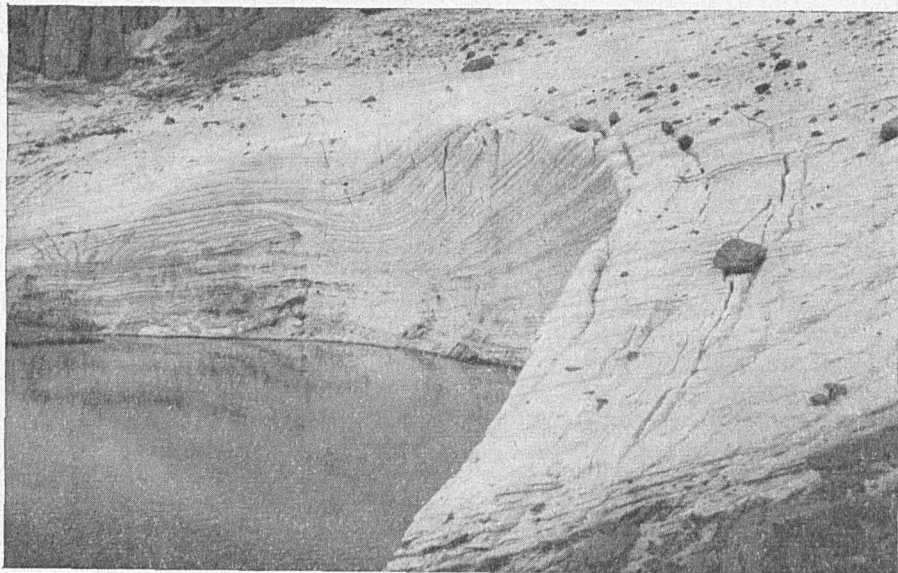


Рис. 92. Слоистое строение льда. Ледник Боча. Август 1958 г. Наибольшая высота ледяного обрыва 28 м. Фото Л. С. Троицкого

местах выхода их на поверхность ледника в результате усиленного таяния образуются борозды огив. Толщина отдельных слоев достигает 3,5—4 м (на ледниках ИГАН, Обручева).

Лед в пределах слоев неоднороден по составу. На каровых ледниках наблюдается чередование прослоек белого льда, мутного от обилия пузырьков воздуха, с прослойками прозрачного льда со значительно меньшим содержанием воздуха, бесцветного в небольших кусках и голубоватого в значительных массах. Толщина белых прослоек может доходить до 2—3 м, а голубых редко превышает 0,5 м. Отдельные прослойки выклиниваются по простиранию, но они никогда не пересекаются одна с другой, а также с загрязненными прослойками — границами слоев. Мы имеем здесь полный аналог слоистого строения фирновой толщи. Инфильтрационные прослойки со временем превращаются в прозрачный голубой лед, а из фирна в процессе перекристаллизации образуется белый лед, богатый воздухом.

На присклоновых ледниках лед более однороден по содержанию воздуха, но здесь прозрачный лед переслаивается с мутным желтоватым, содержащим большое количество пыли. Толщина тех и других прослоек — от сантиметров до нескольких дециметров. Иногда весь слой (до 1 м) бывает сложен желтоватым мутным льдом. Большое содержание пыли во льду объясняется тем, что в питании присклоновых ледников ведущую роль играет метелевый снег, а во время метелей часто вместе со снегом переносится большое количество пыли, сдуваемой с бесснежных участков. Прослойки желтоватого льда встречаются и на каровых ледниках, но довольно редко.

Характер залегания слоев льда в теле ледника можно схематически представить в виде мультобразной (ложкообразной) синклинальной складки, открытой в сторону тыловой части ледника. Крылья складки примерно совпадают с внешним краем области абляции. Внешне эта складка проявляется в системе провисающих вниз по леднику огив. Падение слоев льда в крыльях складки может достигать 80—90° (ледники Григорьева [104], ИГАН (см. рис. 14), МГУ [284]), постепенно уменьшаясь к ее оси. Наиболее четко мультобразная складка выражена на

каровых ледниках (например, на ледниках Анучина, Шумского [284], Рихтера [104]). На присклоновых ледниках, имеющих незначительную протяженность вниз по склону при большой ширине, слои часто вытянуты прямолинейно вдоль склона, не имеют прогиба в средней части и не образуют мульды.

На ледниках с асимметричной областью питания (Обручева, Чернова) или расположенных в асимметричных карах (ИГАН, МГУ), мульдообразная складка имеет неправильную «кособоковую» форму (см. рис. 14, 15). На крыльях мульды можно иногда наблюдать краевые антиклинали (см. рис. 95).

Механизм образования мульдообразной синклиальной складки и трансформации горизонтальной осадочной слоистости в вертикальную будет рассмотрен ниже.

Вторичные текстуры, представленные конжеляционными жилами и тектоническими полосами, секущими первичную слоистость, встречаются почти исключительно на каровых ледниках как более подвижных. Из присклоновых ледников только на Б. Усинском и на присклоновой части ледника ИГАН мы наблюдали конжеляционные жилы.

Жилы образуются при замерзании воды в трещинах. Толщина их обычно колеблется от 1—2 до 20—30 см, но иногда может превышать 1 м (на леднике Б. Усинском). Сложены жилы призматически-зернистым конжеляционным льдом с ориентировкой по нормали к плоскости стенок, т. е. в направлении роста кристаллов. Ориентировка подчеркивается трубчатыми воздушными включениями. В средней плоскости жилы, где встречаются кристаллы, росшие навстречу один другому, четко прослеживается прямолинейный шов. Падение жил вертикальное или круто наклоненное, простираение — в соответствии с простираением трещин, по которым жилы закладываются (см. гл. I), а у концов ледников — с провисанием вниз по леднику, подобно провисанию огив (см. рис. 14). Наибольшее количество жил наблюдается на ледниках ИГАН, Обручева, МГУ. В концевой части языка ледника ИГАН вторичные жильные текстуры даже преобладают над первичными слоистыми.

Тектонические полосы образуются по плоскостям сбросов и надвигов. В придонных слоях ледников по плоскостям надвигов происходит подъем донной морены и формируются загрязненные тектонические полосы. Непосредственно их можно наблюдать в стенках грота под свободной от поверхностной морены концевой частью ледника Обручева на высоте до 1 м над руслом подледного ручья. Эти полосы толщиной до 30—40 см сложены щелбнистой брекчией с ледяным цементом и залегают примерно параллельно ложу ледника в толще прозрачного, не содержащего воздушных включений льда. Содержащиеся в брекчии плоские обломки ориентированы в плоскости полос.

В. Б. Куинджи при изучении структуры образцов льда, взятых из поверхностных горизонтов языка ледника ИГАН по продольному профилю, обнаружил следующий характер изменения размеров кристаллов вниз по леднику: в верхней трети языка на протяжении 300 м поперечник кристаллов возрастает от 1—4 мм (рис. 93, а) до 25—50 мм (рис. 93, б); в концевой части ледника появляются прослойки толщиной 1—2 см измельченного льда с поперечником кристаллов 1—5 мм (рис. 93, в). Измельчение кристаллов льда, по-видимому, связано с дислокационным метаморфизмом по плоскостям сбросов или надвигов.

Другой вид тектонических полос наблюдался на концевой части ледника Маркова. Здесь в стенке промоины довольно четко выделяется круто наклоненный клин, сложенный сильно загрязненным сланцеватым льдом (см. рис. 95). Происхождение его можно объяснить дроблением льда на контакте «живого» ледникового языка с «мертвым» льдом, слагающим ядро конечноморенного вала.

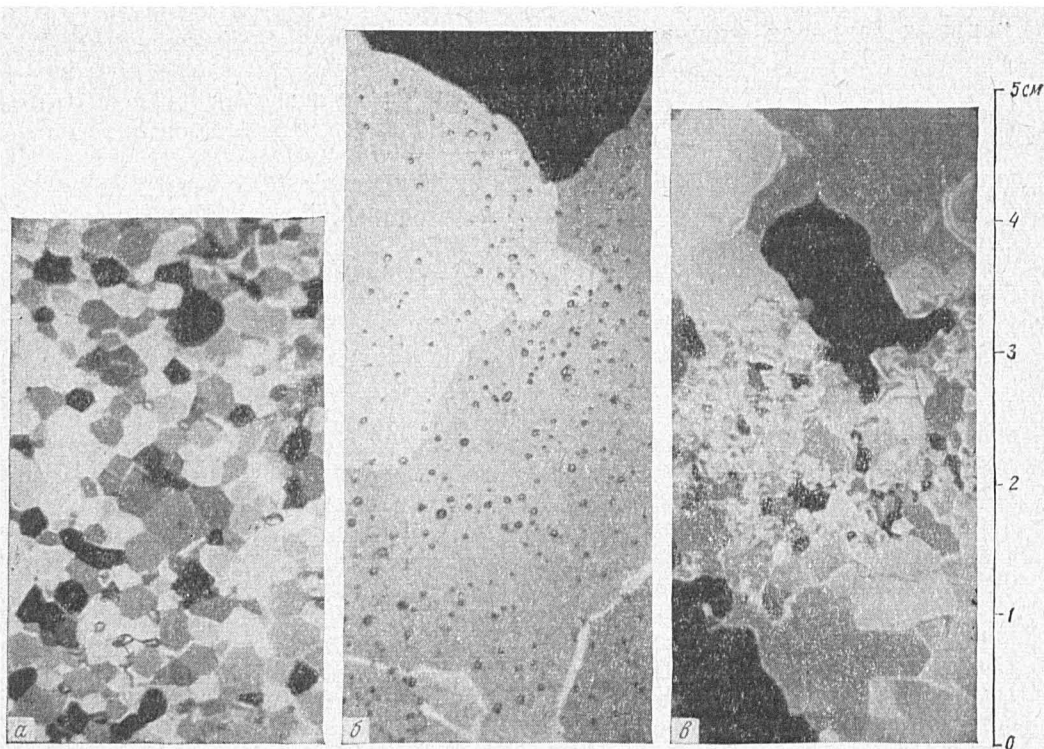


Рис. 93. Изменение размеров кристаллов льда по продольной оси карово-долинной части ледника ИГАН (срезы в плоскости поверхности ледника)
a — 80 м от границы питания, *b* — III створ, *v* — I створ (фото В. Б. Кунджи)

3. ДВИЖЕНИЕ ЛЬДА И ДЕФОРМАЦИЯ ПЕРВИЧНЫХ ТЕКСТУР

Измерение скорости движения льда на Урале впервые было произведено А. Н. Алешковым в 1929—1932 гг. [11]. Вешки, установленные в 1929 г. на леднике Гофмана, за 3 года сместились на 10—12 м. И хотя в 1932 г. вешки были найдены лежащими на льду и, следовательно, могли быть передвинуты водой и ветром, полученные величины скорости движения льда (3—4 м/год) довольно близки к действительным для уральских каровых ледников.

Явно завышенные величины (12—15 м/год) получил Л. Д. Долгушин, определив в 1945 г. смещение камней, из которых С. Г. Боч в 1933 г. выложил поперечный створ на поверхности ледника Манси [104]. Лежащие на поверхности ледника обломки, помимо движения вместе со льдом, могут перемещаться самостоятельно. Вполне очевидно, что скорость перемещения обломков по поверхности ледника прямо зависит от угла наклона поверхности. Судя по приведенному в статье С. Г. Боча [38] плану ледника Манси, створ из камней был разбит на склоне крутизной 15—18°. И если на леднике ИГАН при углах наклона поверхности 7—10° отдельные обломки перемещаются за летний период на 1—2 м (см. гл. I), то еще быстрее должны были двигаться камни «линии Боча». На результатах измерения могла сказаться и неточность определения азимута створа (при помощи горного компаса).

Летом 1958 г. на ледниках ИГАН (карово-долинная часть) и Обручева для изучения поверхностных скоростей движения льда были разбиты поперечные речные створы, закрепленные метками на склонах и

стенках каров (см. рис. 14, 15). Рейки одновременно служили для измерения абляции льда и аккумуляции снега на ледниках. Движение льда определялось путем измерения смещения реек относительно створовых линий (рис. 94).

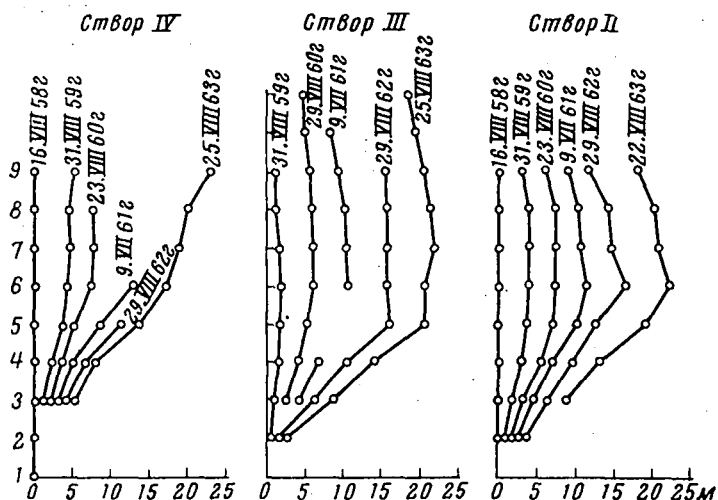


Рис. 94. Диаграммы смещения реек поперечных створов на леднике ИГАН

Как видно из рисунка, на леднике ИГАН наибольшие скорости наблюдаются в осевой зоне языка в верхней и средней его частях. Они значительны также у северного края ледника, где под крутой стенкой кара происходит накопление фирна, и сильно уменьшаются к южному краю. Веха, установленная в августе 1962 г. в центральной части фирнового бассейна, сместилась за год на 5,2 м вниз по уклону поверхности (5 м в проекции на горизонтальную плоскость). На створе I в пределах точности измерения (0,2 м/год) движение льда не обнаружено, следовательно, ниже створа II скорости движения льда резко убывают к концу ледника.

На леднике Обручева наибольшие скорости движения льда (до 4—5 м/год) отмечены на крутом «лбу» языковой части ледника. Они уменьшаются вверх по леднику, по мере выполаживания его поверхности, и вблизи фирновой линии составляют 3,2—3,5 м/год. Такие же величины скорости движения льда наблюдались вдоль южного края ледника и значительно меньшие (около 2 м/год) — вдоль северного края.

Увеличение скоростей движения в языковой части ледника Обручева вполне естественно было бы объяснить увеличением крутизны ложа, что, как будто, подтверждается наличием поперечных трещин на перегибе от пологой центральной части ледника к крутому «лбу» [287]. Однако это не подтверждается данными электроразведки [37]. По-видимому, увеличение скоростей происходит только в поверхностных горизонтах ледника и объясняется увеличением крутизны поверхности ледника, но не его ложа. Видимая глубина поперечных трещин не превышает 20 м [284] при общей толщине льда около 70 м [37], следовательно, продольное растяжение льда имеет место только в верхнем 20-метровом слое. Увеличение наклона поверхности в концевой части ледника обусловлено, очевидно, интенсивной абляцией льда.

Скорости движения льда в присклоновых ледниках на один-два порядка меньше, чем в каровых и карово-долинных. По предварительным данным геодезических измерений, горизонтальное смещение 4-й и 5-й реек створа VI на леднике ИГАН (присклоновая часть, см. рис. 14) с 1959 по 1963 г. составило соответственно 0,2 и 0,5 м; 2-я рейка створа осталась на месте (устное сообщение Д. Г. Цветкова).

Применительно к уральским каровым ледникам Л. Д. Долгушиным была предложена следующая схема движения. Каровый ледник, который схематически можно представить в виде плоско-выпуклой линзы, прислоненной под некоторым углом к задней стенке кара, при увеличении нагрузки на тыловую часть за счет накопления и при уменьшении ее во фронтальной части в результате абляции льда соскальзывает по задней стенке кара, запрокидываясь «на себя». В результате слои льда приобретают наклон в сторону задней стенки кара, увеличивающийся вниз по леднику [104, 105]. Наличие подобного «ротационного скольжения» каровых ледников подтверждено детальными исследованиями на леднике Весл-Скаутбреен в Ютунхейме (Норвегия) [350].

Веерообразное разворачивание слоев начинается уже в пределах области питания, что связано с характером накопления вещества [287]. Наибольшая толщина отлагающихся слоев фирна и льда наблюдается в верхней половине области питания и уменьшается в нижней ее части. На границе питания слои выклиниваются. Поступательное движение накапливающихся масс фирна и льда вниз по леднику сопровождается погружением утолщенных тыловых частей слоев в глубь ледника. По мере накопления новых слоев угол между поверхностью ледника и поверхностью ранее отложенного слоя будет все увеличиваться, причем тем быстрее, чем больше утолщение слоев к стенке кара. Так, под южной стенкой кара ледника Обручева, где толщина слоя фирнового остатка на протяжении 100 м возрастает от нуля до 3—4 м, уже вблизи границы питания слои льда имеют обратный уклон 30° (см. рис. 15) при уклоне поверхности фирна 25— 30° к оси ледника. В осевой зоне ледника разворот слоев происходит значительно медленнее.

Линии тока в теле карового ледника можно схематически представить в виде дуг концентрических окружностей, внешняя из которых совпадает с вогнутым продольным профилем ложа. Если предположить, что ледник движется как твердое тело, то угловые скорости движения льда во всей толще ледника равны между собой и, следовательно, линейные скорости возрастают с глубиной. Угол между слоями льда и направлениями линий тока в продольном сечении сохраняется постоянным, и обратный уклон слоев продолжает увеличиваться вплоть до конца ледника [350].

В реальном леднике наблюдается более сложная картина. Так, на Весл-Скаутбреен обратный уклон слоев достигает наибольшего значения (40°) в средней части области абляции, а к концу ледника вновь уменьшается. Такое выполаживание слоев на конце ледника вполне естественно, так как здесь выходят на поверхность глубинные слои льда, которые испытали дифференциацию скоростей, вызванную трением ледника о ложе, и поэтому залегают почти параллельно ложу [350].

Концы подавляющего большинства уральских каровых ледников закрыты плащом морены или обрываются в приледниковые озера, и наблюдать залегание глубинных слоев льда нет возможности. На свободных же от морены участках ледников можно проследить непрерывное увеличение обратного наклона слоев вниз по леднику, которое не всегда можно объяснить ротационным скольжением.

Сравнив характер залегания слоев льда по оси карово-долинной части ледника ИГАН (см. рис. 14) с продольным профилем ложа лед-

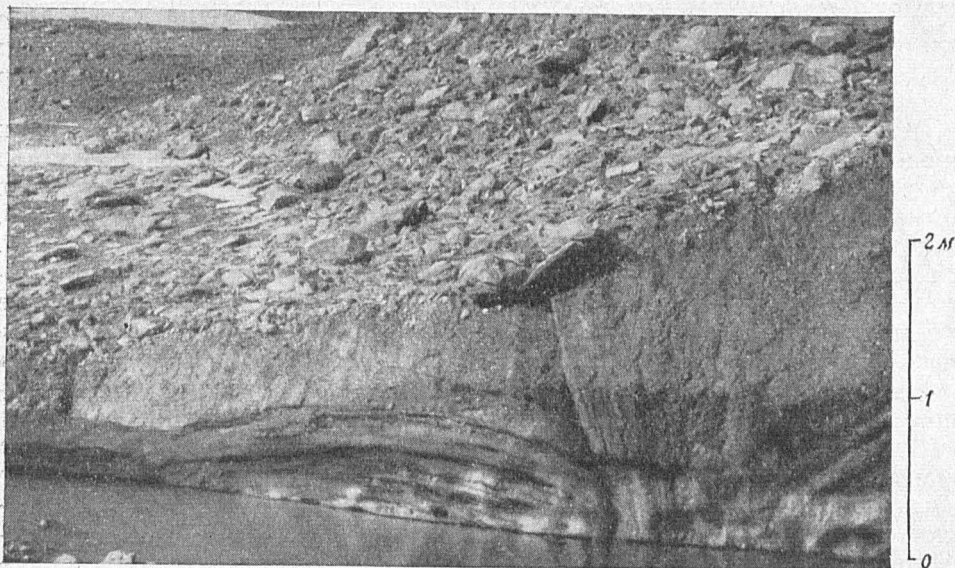


Рис. 95. Гляциодислокации в языковой части ледника Маркова. Продольный разрез (движение слева направо). Фото Л. С. Троицкого

ника (см. рис. 88), легко убедиться, что в верхней части ледника, вплоть до створа II, наклон слоев к ложу, или к направлению линий тока (при допущении, что линии тока следуют изгибу ложа), сохраняется постоянным и составляет около 30° . При ротационном скольжении под таким же углом к поверхности фирнового бассейна линии тока должны входить в ледник.

Угол наклона линий тока к поверхности ледника β можно найти по формуле

$$\beta = \arctg \left(\frac{v \operatorname{tg} \alpha + A + \omega}{v} \right) - \alpha,$$

где v — горизонтальная составляющая скорости движения льда; A — скорость аккумуляции (+) или абляции (—) льда, измеряемая по вертикали; ω — скорость нескомпенсированного аккумуляцией или абляцией вертикального смещения поверхности (со знаком «плюс», если происходит опускание); α — угол наклона поверхности ледника.

Числитель выражения под знаком \arctg представляет собой вертикальную составляющую скорости движения льда.

В центральной части фирнового бассейна ледника ИГАН горизонтальная составляющая скорости — около 5 м/год , скорость аккумуляции — $1\text{—}2 \text{ м/год}$; примерно с такими же скоростями ($1\text{—}2 \text{ м/год}$) происходит опускание поверхности фирнового бассейна (см. рис. 99); угол наклона поверхности составляет 15° (см. рис. 14), откуда, $\beta \approx 19 \div 33^\circ$.

Следовательно, характер залегания слоев льда в верхней и средней частях ледника ИГАН, вплоть до створа II, можно объяснить ротационным скольжением ледника; здесь возможно некоторое увеличение скоростей движения льда с глубиной.

Ниже створа II обратный наклон слоев продолжает увеличиваться, хотя продольный профиль ложа здесь уже не вогнутый, а выпуклый (подледный ригель), и ротационное скольжение, по-видимому, не захватывает эту часть ледника.

Увеличение наклона слоев льда в нижней части ледника можно объяснить двумя причинами. Во-первых, в силу резкого уменьшения скоростей движения льда к концу ледника, головы падающих в сторону тыловой части ледника слоев движутся медленнее их внутренних частей.

Во-вторых, большие углы наклона слоев могут быть приурочены к проксимальному (внутреннему) крылу краевой антиклинальной складки (рис. 95). М. Г. Гросвальд, отмечая широкое распространение краевых антиклиналей на куполах и выводных ледниках Земли Франца-Иосифа, связывает их возникновение с периодами наступания ледников [90, 91]. На уральских каровых ледниках краевые антиклинали, по-видимому, могут возникать и при незначительных подвижках ледника в результате его подпруживания древней мореной, ригелем или массивом «мертвого» льда. Именно подпруживанием «живого» ледникового языка «мертвым» льдом можно объяснить возникновение антиклинальной складки на леднике Маркова (см. рис. 95).

Уменьшение скоростей движения льда от середины ледника к его краям обеспечивает ложкообразное изгибание слоев. Так, направление огив у правого края ледника ИГАН хорошо объясняется дифференциацией скоростей по поперечному профилю (см. рис. 14, 94). Такая дифференциация скоростей совместно с боковым сжатием тела ледника приводит к трансформации первичной осадочной слоистости в вертикальную продольную полосчатость, типичную для долинных ледников с широким фирновым бассейном и узким языком.

В нижних частях присклоновых ледников слои льда, если и не имеют обратного уклона, то нередко выходят на поверхность под значительным углом к ней — до 20—30 и даже до 40° (ледник Олений, см. рис. 7, е). Иногда это можно объяснить увеличением угла наклона поверхности вниз по леднику, как это имеет место на леднике Оленьем. Но часто можно наблюдать, как при значительном уклоне поверхности ледника в верхней его части в средней и нижней частях слои льда залегают горизонтально (присклоновая часть ледника ИГАН). По-видимому, ротационное скольжение свойственно не только каровым, но и присклоновым ледникам. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Глава VII.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ БАЛАНС ЛЕДНИКОВ

В предыдущих главах были рассмотрены процессы накопления снега и образования льда на ледниках, абляция поверхности льда, снега и фирна, а также движение и температурный режим ледников. В этой главе рассматривается формирование вещественного баланса ледников с использованием данных, приведенных в предыдущих главах, и некоторых дополнительных данных о вещественном балансе ледников ИГАН, Обручева и Оленьего. Это дало возможность рассчитать и проанализировать изменение массы ледников и отдельных их частей. Данные по леднику МГУ, не охватывающие всего бюджетного года, для детального исследования вещественного баланса нами не были использованы.

1. СОСТАВЛЯЮЩИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО БАЛАНСА

«Чистое накопление» фирна. Толщина годового слоя фирна определялась в конце периода абляции ручным буром системы Цыкина: поверхность таяния прошлого года устанавливалась с появлением в керне первого слоя загрязнения. Объемный вес фирна измерялся в шурфах весовым снегомером. В верхних частях фирнового бассейна обычно образуется ряд трещин, которые также использовались для измерения величины «чистого накопления». Точки измерений наносились на план (рис. 96). Одновременно с «фирносъемкой» производилось нанесение на план фирновой линии. Величина «чистого накопления» фирна на ледниках Урала весьма сильно изменяется во времени и в пространстве. Так, на леднике ИГАН наибольшая толщина годового слоя фирна за период наблюдений (1958—1963 гг.) отмечена в северо-западной части ледника, где прирост фирна составлял от 1—1,5 м в год с неблагоприятными условиями питания (1960, 1963 г.) до 4—5 м в год с благоприятными условиями (1962 г.). На леднике Обручева наиболее мощные толщи фирна залегают у крутой и высокой юго-западной стенки кара (см. рис. 96); толщина годового слоя фирна достигала здесь 5 м, причем она мало изменялась от года к году. При наибольших значениях сальдо вещественного баланса в 1962 г. фирновая линия в карово-долиненной части ледника ИГАН продвинулась на 100—120 м вперед по сравнению с 1960 г., когда сальдо имело малую величину; в верхней и нижней частях присклоновой области ледника фирном были заняты полосы шириной от 100 до 150 м. Узкие полосы фирна сохранились также у южной кромки языковой части ледника. На леднике Обручева положение фирновой линии изменяется больше, чем на леднике ИГАН. Так, в 1962 г. фирновая линия на леднике Обручева продвинулась вперед по сравнению с 1960 г. местами более, чем на 200 м.

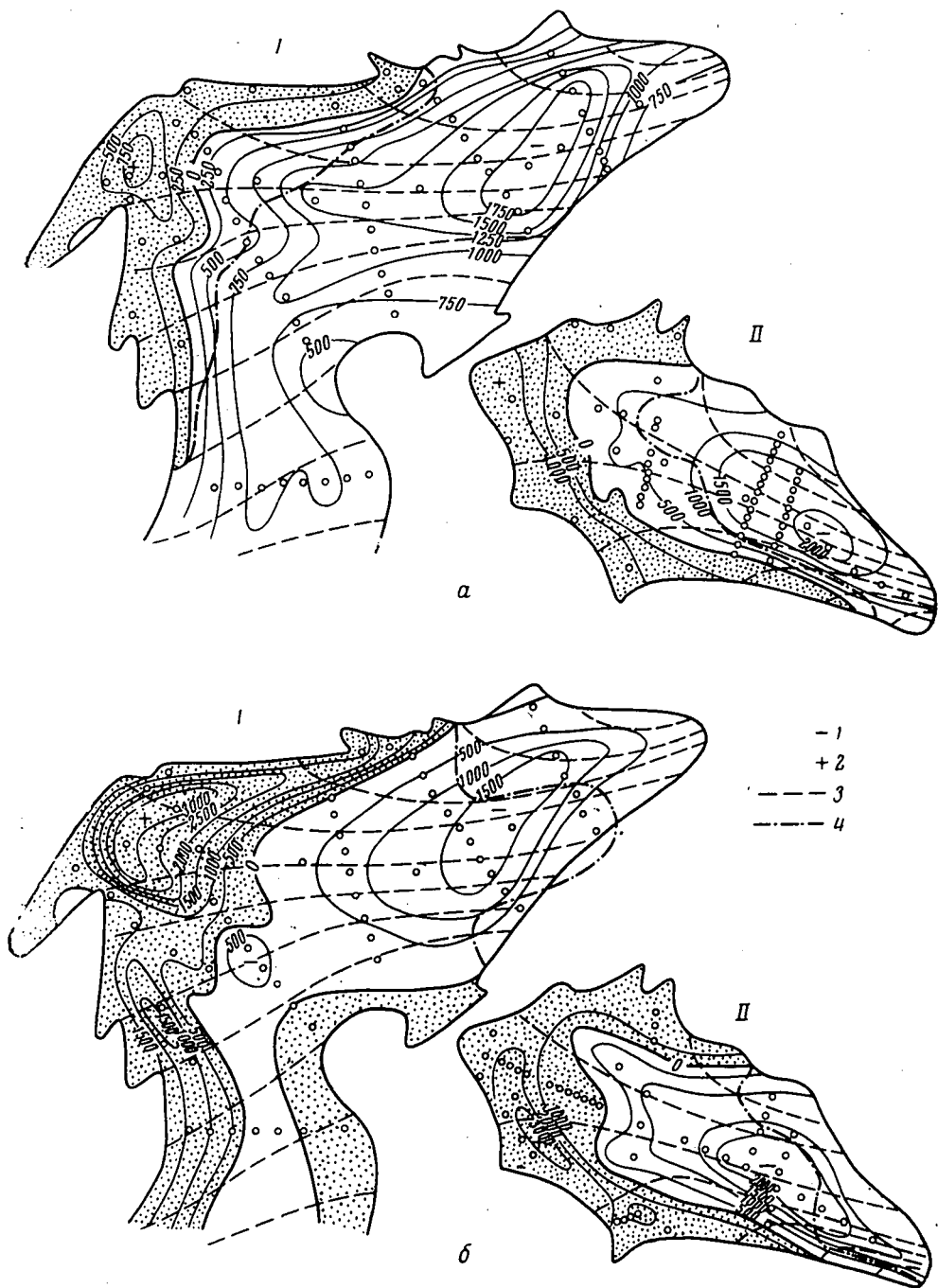


Рис. 96. Величина абляции льда (1), «чистого» накопления фирна (2) (в мм слоя воды), положение «частичных ледников» (3) и «линии равновесия» (4) на ледниках ИГАН (I) и Обручева (II)

а — в годы с наименьшими величинами сальдо вещественного баланса (1960 г.); б — с наибольшими (1962 г.)

Измерение «чистого накопления» на других ледниках Урала носило эпизодический характер. В трещинах фирнового бассейна ледника МГУ наблюдалось накопление 2—5-метровых толщ фирна данного года, на леднике Авсюка слой фирна не превышал 2,5 м, а на присклоновых ледниках Оленьем и Медвежьем — 3 м.

«Чистая убыль» льда с поверхности ледника определяется в основном величиной слоя стаивания льда. Величина испарения-конденсации водяного пара в поверхностном гигроскопическом слое ледника ничтожно мала и при вычислении вещественного баланса не принималась в расчет, хотя роль ее может быть значительной при определении теплового баланса таяния (см. гл. IV). Убыль вещества с поверхности ледника осуществляется также путем «механической абляции» поверхности, т. е. отделения зерен льда от общей массы в результате морозного выветривания, избирательного таяния или водной эрозии и перемещения их вниз под действием силы тяжести во взвешенном в воде состоянии или просто скатыванием. Массовое непрерывное скатывание ледяных зерен наблюдается в основном в солнечные дни на крутых ледовых склонах (более 20—30°) и может составлять, по нашим наблюдениям, более половины величины дневной абляции. На более пологих склонах «свободные» зерна льда смываются водой. В зоне скопления мокрого фирна (полоса шириной 10—15 м ниже фирновой линии) непрерывно образуются фирновые «микросели». Переносимые ими фирновые зерна попадают в русловые ледниковые потоки и частично выносятся за пределы ледника, являясь, таким образом, «чистой убылью», частично же откладываются в нижней части ледника. Наиболее значительные количества переотложенного фирна наблюдаются в концевой, приозерной части ледника ИГАН. Вполне понятно, что накопление переотложенного фирна резко уменьшает величину «чистой убыли» льда в данном месте. Так, величина «чистой убыли» льда приозерной части ледника ИГАН обычно в 1,5—3 раза меньше «чистой убыли» льда близлежащих участков, находящихся в аналогичных условиях таяния, но не перекрывающихся переотложенным фирном. На большей части зоны абляции величина «чистой убыли» льда обусловлена в основном тепловым балансом поверхности льда. При этом ведущую роль играет время освобождения поверхности льда от снежного покрова, зависящее непосредственно от толщины последнего. Участкам с наименьшей толщиной снежного покрова соответствуют участки с наибольшей величиной «чистой убыли» льда (см. рис. 96). При вычислении этой величины в слое воды мы принимали объемный вес льда, равным 0,86 г/см³, что соответствует результатам фактических измерений объемного веса льда (весовым методом) на глубине 30—50 см в центральной части зоны абляции. Величины «чистой убыли» льда, также, как и «чистого накопления» фирна, изменяются по площади ледника в весьма широких пределах и зависят от распределения снегозапасов на леднике. Максимальная величина «чистой убыли» для ледника ИГАН, например, составляет 2000 мм, для ледника Обручева — 2500 мм, а на малоснежных участках языка ледника МГУ — более 3000 мм.

«Внутреннее питание»* ледников определялось по методу, предложенному Е. Н. Цыкиным [317]. Метод П. А. Шумского [338] применить не удалось из-за отсутствия данных о скорости движения ледников в пределах фирнового бассейна.

Основой для определения величины «внутреннего питания» ($m_{\text{вес}}$) в весенний период (май-июнь) явились данные термозондирования, проводимого перед началом таяния.

* Термин «внутреннее питание» мы понимаем в соответствии с работой П. А. Шумского [338].

Расчет производился по формуле

$$m_{\text{вес}} = \frac{c}{80} \int_0^{\delta} \gamma t(x) dx, \quad (\text{VII.1})$$

где t — температура фирновой толщи; x — глубина от поверхности абляции прошлого года; c — теплоемкость льда; γ — объемный вес фирна на данной глубине; δ — толщина активного слоя, кроме слоя, накопившегося в текущем бюджетном году.

Запас холода в мощных толщах фирна составлял 300—500 *фриз*, а величина $m_{\text{вес}}$ соответственно 40—60 *мм* (в слое воды). В окраинных частях фирнового бассейна, где величина «чистого накопления» фирна не превышала 1 *м*, количество образовавшегося инфильтрационного льда определялось нами непосредственными наблюдениями по рейкам, на которых фиксировалось положение поверхности конца абляции прошлого года. Толщина слоя «молодого» льда к концу лета составляла от 5 до 25 *см* при среднем ее значении 12 *см*. Объемный вес молодого льда, измеренный весовым методом, равнялся в среднем 0,80 *г/см³*, т. е. $m_{\text{вес}} = 96$ *мм*. Это соответствует величине запаса холода 800 *фриз*. Такая же величина теплотока за период абляции получается при сравнении распределений температуры льда весной и осенью в стационарной термометрической скважине на языке ледника. Таким образом, можно считать, что в пределах фирнового бассейна ледников ИГАН и Обручева внутреннее питание за весенне-летний период составляет 70—80 *мм* в слое воды или в пересчете на всю площадь ледника — около 20 *мм*. Колебания ее от года к году невелики. Величина внутреннего питания в осенне-зимний период полностью определяется влагосодержанием толщи фирна в пределах активного слоя. Влагосодержание фирна определялось нами калориметрическим методом в конце периода таяния до глубины 2 *м* в 1960 г. и до 10 *м* в 1962 г. Одновременно с определением влагосодержания фирновой толщи в конце периода таяния проводились наблюдения над скоростью фильтрации и движением талой воды. Для этого на поверхности фирна распылялся метиленовый краситель (метилен-рот или метиленовая синька) и через некоторое время делался разрез фирновой толщи. Было установлено, что талая вода при средней интенсивности таяния движется почти вертикально вниз со скоростью 2—3 *см/мин*. На ледяных прослойках толщиной в несколько сантиметров вода начинает двигаться по уклону, постепенно просачиваясь через лед. Слой льда толщиной 0,5 *м* на глубине около 10 *м* (см. рис. 89) является уже водоупором. Таким образом, после окончания таяния вся гравитационная вода за короткое время достигает водоупора и стекает по нему за пределы фирнового бассейна в русловую сеть ледника, в фирновом же бассейне останется только пленочная вода.

Из табл. 59 видно, что в конце периода таяния влагосодержание фирна на леднике ИГАН составляет около 1—2%. Средняя толщина слоя старого фирна, лежащего над водоупором, составляет, по нашим наблюдениям, около 5 *м*; при среднем объемном весе фирна 0,65 *г/см³* водозапас в нем составляет 3250 *мм* в слое воды. Отсюда следует, что внутреннее питание в осенне-зимний период составляет 33—65 *мм* слоя воды на площади фирнового бассейна ледника. Суммарная величина внутреннего питания равна 100—150 *мм* или 25—40 *мм* в пересчете на всю площадь ледника (все объемы и массы вычислены до линии водораздела, которая проходит по присклоновой части ледника ИГАН). На леднике Обручева слой фирна значительно толще (8—10 *м*), поэтому внутреннее питание в осенне-зимний период на площади фирнового бас-

Влагосодержание фирна на леднике ИГАН

Дата	Глубина, см	Объемный вес, г/см ³	Влагосодержание, %	Характеристика слоя
28.VII 1960 г.	0—5	0,51	10,6	Фирн рыхлый над корочкой уплотнения, на солнце
	0—5	0,51	8,8	То же, но в тени
	10—20	0,56	2,9	Фирн менее рыхлый, однородный
	60—70	0,55	0,9	То же
	115—125	0,64	3,3	Фирн прошлогодний, уплотненный, лежит на ледяной корке толщиной 5 см
	125—130	0,77	0,3	Пузырчатая ледяная корка
	130—140	0,65	0,2	Фирн прошлогодний с прослойками льда в 1—2 мм, за- легает сразу под ледяной коркой
22.VIII 1962 г.	0—5	0,25	17,3	Снег свежесыпавший, влажный
	5—15	0,64	7,8	Фирн плотный, однородный над ледяной корочкой тол- щиной 0,5—1 см
	95—105	0,67	2,2	Фирн плотный, однородный над ледяной корочкой тол- щиной 0,5—1 см
	155—165	0,67	2,4	То же над ледяной прослойкой толщиной 10 см
	165—175	0,80	0,7	Ледяная прослойка толщиной 10 см
	255—265	0,72	0,5	Фирн очень плотный над ледяной прослойкой толщиной 1 см
	300—310	0,72	3,4	То же над ледяной прослойкой толщиной 3 см
	440—450	0,76	1,6	Фирн крупнозернистый, серый прошлого года
	540—550	0,66	1,4	Фирн крупнозернистый, однородный

сейна ледника составляло 50—120 мм, а суммарная величина внутреннего питания — 110—200 или 25—50 мм в пересчете на всю площадь ледника. На присклоновых ледниках Оленьем и Медвежьем слой фирна обычно незначителен, а в отдельные годы вообще отсутствует. Основную часть внутреннего питания присклоновых ледников составляет весеннее льдообразование, так как ледники этого типа содержат больший запас холода, чем каровые и карово-долинные, что подтверждается непосредственными измерениями температуры поверхностной толщи ледника Оленьего весной. Большой запас холода в присклоновых ледниках объясняется тем, что значительная часть снега откладывается на них при поземках в наиболее холодные периоды зимы. Запас холода из слоя отложенного снега частично проникает в более глубокие слои вследствие кондуктивной теплопроводности. В связи с этим толщина молодого льда, образующегося под фирном ледника Оленьего, в весенне-летний период составляет в среднем 200—250 мм или 160—200 мм в слое воды на площади фирнового бассейна. Так как площадь фирнового бассейна на присклоновых ледниках в разные годы изменяется от нуля до величины, равной площади ледника, то соответственно изменяется и роль «внутреннего питания» в балансе этих ледников.

К другим источникам питания относятся «чистое накопление» фирна и замерзшей воды в трещинах, колодцах и ледниковых стаканах. Значительные массы снега накапливаются зимой только в бергшрундах. На леднике ИГАН, например, суммарный объем снега в бергшрундах достигает 10 000 м³, что соответствует массе 4000—5000 т. В связи с тем, что за лето стает не менее половины снега, скопившегося в бергшрундах, максимальная величина этого вида питания на леднике ИГАН не превышает 2 мм в слое воды на площади фирнового бассейна или 0,5 мм в слое воды на всей площади ледника. В конце периода таяния большая часть свежих узких трещин во льду бывает заполнена водой. Так, на лед-

нике ИГАН при средней ширине этих трещин 0,1 м, средней глубине 10 м и суммарной длине 1 км объем воды составляет около 1000 м³ или 0,1 мм в слое воды по площади всего ледника. Количество воды в ледниковых стаканах ничтожно мало и составляет лишь сотые доли мм слоя.

Речный метод измерения абляции поверхности не учитывает некоторых составляющих расходной части вещественного баланса ледников. В трещинах, имеющих свободные стоки для талой воды, таяние стенок включается в расходную статью. Величина стаивания вертикальной ледяной или фирновой поверхности в трещинах оказывается значительно меньше, чем стаивание «свободной» поверхности ледника, что объясняется уменьшением всех составляющих теплового баланса. Баланс коротковолновой радиации резко уменьшен вследствие постоянной затененности поверхности стенок трещин от воздействия прямой солнечной радиации, при этом баланс длинноволновой радиации, очевидно, равен нулю. Тепло- и влагообмен с воздухом также очень ослаблен ввиду почти полного отсутствия движения воздуха. Величина стаивания со стенок трещин, по нашим наблюдениям, составляет от 200 до 500 мм. Таяние вертикальных стенок фирна и льда в краевых зазорах (рандклюфтах) более интенсивно, благодаря длинноволновому излучению скал; за лето в слое воды оно достигает 1000 мм и более. Суммарная величина стаивания вертикальных стенок для ледника ИГАН не превышает 1—2 мм в слое воды на площади ледника. Таяние в придонных частях ледников, несомненно, имеет место, но величина его при условии, если нижняя поверхность имеет температуру плавления льда, составляет всего 5 мм в слое воды [339]. При подсчете вещественного баланса ледников мы использовали лишь данные о величинах «чистого накопления» фирна, внутреннего питания и «чистой убыли» льда. Однако отмеченные выше составляющие вещественного баланса ввиду их незначительных величин нами не принимались в расчет.

Подсчитываемые таким способом приходная и расходная составляющие вещественного баланса ледников зависят одновременно как от метеорологических условий зимы, обуславливающих величину максимального снегонакопления на леднике, так и от метеорологических условий лета, влияющих на суммарную абляцию льда и снега.

Так, при большом снегонакоплении на языке ледника таяние льда начинается поздно и даже при теплом лете величина «чистой убыли» будет небольшой.

Т а б л и ц а 60

Вещественный баланс ледников ИГАН и Обручева

Ледник	Бюджетный год	Площадь фирнового бассейна, 10 ³ м ²	«Чистое» накопление, 10 ³ т	«Чистая» убыль, 10 ³ т	Сальдо баланса для всего ледника, мм слоя воды	Максимальное снегонакопление, мм слоя воды	Суммарная абляция поверхности, мм слоя воды	Сальдо баланса, мм слоя воды
ИГАН	1957/58	220	60	320	—310	1150	1450	—300
	1958/59	250	195	480	—340	2650	3000	—350
	1959/60	160	45	620	—685	1400	2250	—850
	1960/61	250	185	400	—260	2200	2450	—250
	1961/62	330	315	320	—5	3200	3250	—50
	1962/63	60	15	1080	—1270	2100	3250	—1150
Обручева	1957/58					1850		
	1958/59					2900		
	1959/60	130	60	225	—500	1750	2600	—850
	1960/61	160	100	170	—210	2800	3100	—300
	1961/62	150	170	220	—150	3500	3700	—200
	1962/63	50	30	270	—730	2500	3500	—1000

Для дальнейшего анализа составляющих вещественного баланса ледников использовались также величины максимального снегонакопления и суммарной абляции льда и снега. Максимальное снегонакопление определялось по методике, описанной в гл. III. Суммарная абляция снега и льда в зоне абляции вычислялась как сумма максимального снегонакопления и «чистой» абляции льда, а в зоне аккумуляции — как разность между максимальным снегонакоплением и «чистым» накоплением фирна плюс внутреннее питание. Очевидно, что разность между величинами максимального снегонакопления и суммарной абляции является величиной сальдо вещественного баланса ледника. В табл. 60 приведены составляющие вещественного баланса ледников ИГАН и Обручева, полученные разными методами. Составляющие вещественного баланса измерялись также на присклоновом леднике Оленьем. Снегомерные съемки и речные измерения таяния льда и фирна проводились не на всем леднике, а лишь по профилю, проходящему сверху вниз в средней части ледника. Малая изменчивость толщины снежного покрова на леднике Оленьем дала возможность определить величины составляющих вещественного баланса с большой точностью (табл. 61).

Таблица 61

Вещественный баланс ледника Оленьего

	Бюджетный год					
	1957/58	1958/59	1959/60	1960/61	1961/62	1962/63
Максимальное снегонакопление, мм слоя воды	1100	—	2600	2800	3600	3000
Суммарная абляция поверхности, мм слоя воды	1450	—	2400	2500	3150	—
Сальдо баланса, мм слоя воды . .	—350	—	+200	+300	+450	—

Положительный баланс ледника Оленьего в 1958/59 бюджетном году определен визуальными наблюдениями: лед в нижней части ледника обнажился от фирна и снега лишь в середине августа и площадь его к концу периода таяния не превышала 25% площади ледника.

В результате положительного сальдо баланса, отмечавшегося в последние годы, на леднике Оленьем изменился угол наклона лба ледника. Так, максимальный угол наклона лба в 1957 г. составлял около 30°, а в 1963 г.—40°.

В периоды отступления ледников некоторые каровые ледники оказываются в условиях, способствующих их быстрому уменьшению или исчезновению. Это происходит тогда, когда отступающий край ледника оказывается в пределах переуглубленной части кара. Между краем ледника и ригелем (а иногда и моренным валом) образуется озеро. На погруженную в озеро часть ледника начинает действовать выталкивающая сила. В то же время фильтрация воды в грунт, подстилающий ледник, уменьшает силу сцепления льда с грунтом. В какой-то момент происходит откол и всплывание части ледникового языка. При этом площадь тающей поверхности увеличивается более, чем в 2 раза. Интенсивность таяния нижней поверхности ледяного блока, по-видимому, весьма значительна. Пока толщина блока достаточно велика, таяние его нижней поверхности, находящейся в водной массе, температура которой постоянно равна 2—3°С, происходит круглый год.

На аэрофотоснимке ледника Ковальского, сделанном в 1953 г., хорошо видны два «айсберга», отошедших уже от ледника. Если допустить, что края айсбергов находятся на мели, то мощность их не менее

15—20 м. На снимке 1958 г. эти айсберги уже отсутствуют. Таким образом, суммарная скорость «чистой» абляции верхней и нижней поверхностей составляет, по-видимому, не менее 4—5 м/год. Если на снимке 1953 г. на поверхности ледника не заметно трещин, то в 1958 г. через всю поверхность языковой части ледника на расстоянии нескольких десятков метров от ее края проходит трещина шириной несколько метров, заполненная водой. Перпендикулярно к ней проходит трещина в средней части отколовшегося блока (шириной более 10 м). Эта трещина обусловлена неравномерным всплыванием блока, имеющего наибольшую толщину в средней части.

Допустим, что уклон переуглубленной части кара постоянен и угол наклона поверхности ледникового ложа по направлению к задней стенке кара равен β ; уклон поверхности ледника постоянен и угол ее наклона по направлению от задней стенки кара равен α ; скорость снижения поверхности ледника постоянна и равна v_h . Если бы при отступании ледника не образовалось приледникового озера, то скорость отступания края ледника была бы равна

$$v_1 = \frac{v_h}{\operatorname{tg} \alpha + \operatorname{tg} \beta}. \quad (\text{VII.2})$$

Будем считать, что при наличии приледникового озера откол ледового блока будет происходить по линии, на которой выполняется условие

$$h_1 = 0,11 h_2, \quad (\text{VII.3})$$

где h_1 — расстояние от уреза воды до верхней поверхности льда; h_2 — расстояние от уреза воды до нижней поверхности. Найдем скорость отступания края ледника при совместном действии абляции поверхности и архимедовой выталкивающей силы v_2 . Так как

$$h_2 = v_2 \operatorname{tg} \beta; \quad (\text{VII.4})$$

$$v_h + h_1 = v_2 \operatorname{tg} \alpha, \quad (\text{VII.5})$$

то, используя (VII. 2) и (VII. 3), найдем

$$v_2 = \frac{v_h}{\operatorname{tg} \alpha - 0,11 \operatorname{tg} \beta}. \quad (\text{VII.6})$$

Сравним величины v_1 и v_2 на конкретном примере ледника Ковальского. Глубина приледникового озера на расстоянии 100 м от современного ледника равна 10 м, а у края ледника — 50 м. Отсюда $\operatorname{tg} \beta = 0,4$. Уклон ледника в языковой части примерно равен $\operatorname{tg} \alpha = 0,1$. При величине $v_h = 1$ м/год величина $v_1 = 2$ м/год, а величина $v_2 = 18$ м/год. Таким образом, отступление края ледника, оказавшегося в зоне гидростатического неравновесия, происходит чрезвычайно быстро до тех пор, пока не изменится форма ложа (уменьшатся величины $\operatorname{tg} \beta$) и форма поверхности ледника (увеличатся величины $\operatorname{tg} \alpha$). У каровых ледников такое положение нередко достигается лишь в непосредственной близости от стенок кара. При этом разрушению может подвергнуться не только зона абляции, но и зона аккумуляции ледника. В этой стадии решающую роль играет процесс термической абразии, т. е. тепловое воздействие озерной воды на обрыв льда и откалывание подмытых ледяных блоков. Скорость отступания края ледника под действием термической абразии, по нашим наблюдениям и расчетам, не превышает 2—3 м/год.

В настоящее время на Урале имеются многочисленные примеры полностью исчезнувших каровых ледников, местоположение которых фик-

сируется глубокими озерами на дне каров, медленно отступающих ледников (ледник Шумского), края которых находятся под воздействием только термической абразии и быстро отступающих ледников (ледник Ковальского), на края которых, кроме термической абразии, воздействует архимедова сила.

2. МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВЕННОГО БАЛАНСА ЛЕДНИКОВ

Составляющие вещественного баланса ледников за 6 лет наблюдений изменялись в весьма широких пределах. Как видно из табл. 60, максимальное снегонакопление на леднике ИГАН изменялось от 1150 до 3200 мм, т. е. в 2,8 раза; на леднике Обручева оно изменялось от 1750 до 3500 мм, т. е. в 2 раза и на леднике Оленьем от 1100 до 3600 мм, т. е. в 3,3 раза. Суммарная абляция поверхности изменялась на всех ледниках также более, чем в 2 раза. К концу трех из шести бюджетных лет сальдо баланса на леднике ИГАН составляло небольшую отрицательную величину, дважды эта величина была довольно большой и один раз близкой к нулю. Примерно такое же сальдо было на леднике Обручева, а также на большинстве других каровых и карово-долинных ледниках с аналогичными процессами формирования составляющих вещественного баланса. Сальдо вещественного баланса ледника Оленьего, как уже отмечалось выше, составляло небольшую положительную величину. Лед на этом леднике появлялся обычно лишь в конце периода таяния, и площадь его была невелика. Только в 1958 и 1963 гг. более 70% поверхности ледника было свободно от фирна.

Визуальными наблюдениями было установлено, что в эти годы поверхность многих других присклоновых и небольших каровых ледников (Фотогеодезистов, Баклунда, Кулика и др.) в конце периода абляции освободилась от фирна данного года примерно на ту же величину.

Исключительно малоснежная зима 1959/60 бюджетного года не благоприятствовала существованию каровых и карово-долинных ледников. В то же время большое количество метелевого снега привело к значительному снегонакоплению на ледниках с преимущественно метелевым питанием. На леднике Обручева, например, где доля метелевого снега в питании незначительна, аккумуляция снега была наименьшей за весь период наблюдений (см. рис. 49).

На леднике ИГАН снегонакопление было также незначительным, но все же превышало снегонакопление за зиму 1957/58 г., отличавшуюся малоснежностью и слабыми ветрами. Большее снегонакопление на леднике ИГАН по сравнению с ледником Обручева объясняется большей ролью метелевого питания на леднике ИГАН. Лето 1960 г. было умеренно теплым, величина суммарной абляции за это лето соответствовала примерно среднемноголетней величине. Сочетание малоснежной зимы и умеренно теплого лета привело к резко отрицательному сальдо вещественного баланса ледников ИГАН и Обручева.

Зима 1961/62 г. была исключительно многоснежной с сильными ветрами и весьма значительным метелевым переносом снега. В эту зиму аккумуляция снега на ледниках всех типов питания была наибольшей. Однако лето 1962 г. также оказалось наиболее теплым и продолжительным за все годы наблюдений (период таяния затянулся до второй половины сентября). Сочетание многоснежной зимы с теплым, продолжительным летом привело к небольшой отрицательной величине сальдо баланса на леднике Обручева и близкой к нулю на леднике ИГАН.

Допустим теперь, что состояние вещественного баланса ледников (см. рис. 96) является стационарным, т. е. повторяется от года к году. Разобьем каждый ледник на ряд частичных ледников [339], проведя на

поверхности ледника линии нормально к изогипсам поверхности. Внутри каждого такого ледника методом последовательных приближений найдем линию, ограничивающую частичный ледник с нулевым значением сальдо баланса поверхности. Сопряжение этих отрезков дает «линию компенсации», ограничивающую площадь зоны абляции ледника, на которой масса «чистой» убыли льда равна массе «чистого» накопления фирна плюс «внутреннее питание».

Положение края ледникового языка при данном распределении по площади величин прихода и убыли льда с поверхности, полученное таким образом, вполне объективно, хотя и недостаточно точно. Неточность объясняется тем, что направление движения льда, по-видимому, не везде совпадает с направлением уклона поверхности. На рис. 96, в видно несовпадение оси реального ледника с осью расчетного. К сожалению, мы не располагаем данными для построения векторного поля скоростей движения льда. Положение «линии компенсации» очень сильно изменяется от года к году. Если в 1962 г. оно близко к положению концов ледников (см. рис. 96, б), то в 1960 г. большая часть площади ледниковых языков находится ниже зоны компенсации (см. рис. 96, а). Сопоставляя положение «линии компенсации» и фирновой линии на ледниках за разные годы, можно отметить, что направление их изменений одинаковое. Однако небольшому изменению положения фирновой линии может соответствовать большое изменение положения «линии компенсации». Это особенно относится к типично каровым ледникам. Сравнивая рис. 96, а и б, видим, что незначительное увеличение площади фирнового бассейна в 1962 г. по сравнению с 1960 г. привело к большому продвижению вниз по леднику «линии компенсации». Это связано прежде всего с величиной снегонакопления близ стенок кара, которая для ледника Обручева в свою очередь зависит непосредственно от общей снежности прошедшей зимы.

Из изложенного можно заключить, что производить оценку состояния вещественного баланса каровых и карово-долинных ледников, основываясь только на измерении площади фирнового бассейна, в большинстве случаев не следует. Такая оценка бывает возможной лишь в тех случаях, когда на леднике отсутствует фирн этого года, что указывает на отрицательное сальдо вещественного баланса ледника, и когда поверхность ледника почти полностью покрыта фирном этого года, что бывает лишь при положительном сальдо. На присклоновых ледниках такие крайние случаи встречаются довольно часто, что объясняется равномерным отложением снега на их поверхности, приводящим к слабой дифференциации областей питания и расхода вещества ледников. Сальдо вещественного баланса большинства каровых и карово-долинных ледников Полярного Урала с 1957 по 1963 г. было отрицательным и только в 1961/62 бюджетном году на некоторых из них оно составляло около нуля. На присклоновых ледниках сальдо было как положительное, так и отрицательное, но абсолютные величины его были очень незначительными.

Для определения вещественного баланса ледников в бассейне р. Б. Хадаты за годы, предшествовавшие периоду непосредственных измерений (1957—1962 гг.), была установлена связь составляющих баланса с метеорологическими элементами ближайших к очагу оледенения метеостанций Усть-Воркута и Воркута АМСГ. Систематические наблюдения на последней были начаты в 1926 г. Расстояние от этих станций до ледников ИГАН и Обручева составляет соответственно 80 и 100 км.

В результате сравнения среднемесячных температур воздуха по метеостанциям Воркута и Воркута АМСГ со среднемесячными температурами воздуха по метеостанции Б. Хадата между ними была обнаружена

прямолинейная зависимость. В свою очередь суммарная абляция на ледниках ИГАН и Обручева оказалась весьма тесно связанной с суммой среднемесячных температур за июнь, июль и август по метеостанции Б. Хадата (рис. 97). Можно считать, что величина среднемесячной температуры воздуха комплексно отражает не только турбулентную, но и радиационную составляющую таяния, так как радиационные потоки тепла в условиях небольших ледников с массивным горным обрамлением помимо непосредственного воздействия на таяние льда и фирна воздействуют на таяние также в результате теплового излучения горных склонов (см. гл. IV). Этот второй вид воздействия радиации непосредственно отражает температура воздуха. Таким образом, реставрация величин суммарной абляции поверхности ледников по многолетним среднемесячным температурам воздуха представляется достаточно обоснованной.

Значительно сложнее реставрация величин максимального снегонакопления на ледниках, которые зависят, как отмечалось выше, от суммы твердых осадков за зиму и от величины метелевого переноса. Напомним, что для ледников ИГАН и Обручева решающей является величина твердых осадков.

Наиболее естественным путем является попытка отыскания зависимости максимального снегонакопления на ледниках от сумм твердых осадков за зиму по данным метеостанций. Однако в связи с тем, что надежные

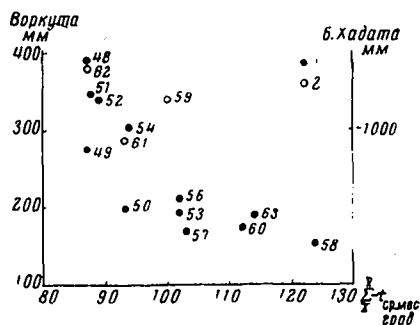


Рис. 98. Зависимость снегонакопления в бассейнах рек Воркуты и Б. Хадаты от сумм зимних среднемесячных температур воздуха ($\sum_{X}^{V} t_{\text{ср. мес.}}^{\circ}$) на метеостанциях Воркута и Б. Хадата

1 — метеостанция Воркута, 2 — метеостанция Б. Хадата. Цифры у пунктов — годы наблюдений

а должна асимптотически к ней приближаться (см. рис. 97). Практически она почти коснется оси абсцисс, когда $\sum_{VI}^{VIII} t^{\circ}$ примет небольшие отрицательные значения. В правой части графика она, по-видимому, уходит

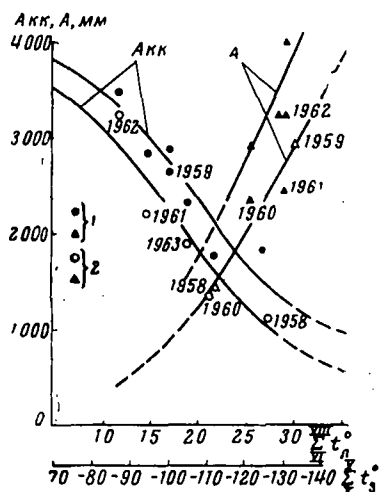


Рис. 97. Зависимость суммарной аккумуляции (Акк — кружок) и абляции (А — треугольник) поверхности ледников Обручева (1) и ИГАН (2) от суммы зимних ($\sum_{X}^{V} t^{\circ}$) и летних ($\sum_{VI}^{VIII} t^{\circ}$) среднемесячных температур воздуха на метеостанции Б. Хадата

данные о величинах снегонакопления (по результатам снегосъемок) и данные о сумме твердых осадков (по осадкомеру) имеются лишь за короткий период времени, была получена зависимость максимального снегонакопления от среднего за зиму атмосферного давления. Еще более тесной оказалась связь сумм зимних среднемесячных температур воздуха (с октября по май) с максимальным снегонакоплением (на ледниках ИГАН и Обручева и по бассейнам рек Б. Хадата и Воркута (рис. 98)). Кривая зависимости суммарной абляции от суммы среднемесячных температур воздуха трех летних месяцев $A = f_1(\sum_{VI}^{VIII} t^{\circ})$ не может нигде пересечь ось абсцисс,

в бесконечность. Кривая зависимости максимального снегонакопления q от суммы среднемесячных температур воздуха восьми зимних месяцев $\sum_x^v - t^\circ$ также не может пересечь ось абсцисс, а должна асимптотически к ней приближаться.

В этом случае наметить область значений величин $\sum_x^v - t^\circ$, при которых кривая $q = f_2(\sum_x^v - t^\circ)$ практически коснется оси абсцисс, трудно. Анализируя процессы питания исследуемых ледников, можно предположить, что с уменьшением величин $\sum_x^v - t^\circ$ кривая зависимости $q = f_2(\sum_x^v - t^\circ)$ будет приближаться к оси абсцисс медленно. В этом случае решающее значение в питании ледников будут иметь, по-видимому, осенние и весенние периоды, в частности сентябрь. В наших расчетах этот месяц не учитывается, так как средняя за период исследований величина прихода-расхода вещества ледников за этот месяц близка к нулю. В левой части графика кривая зависимости $q = f_2(\sum_x^v - t^\circ)$ должна изгибаться влево, так как при потеплении зимы осадки в сентябре и мае выпадают чаще всего в виде дождя и не усваиваются ледником. В эти месяцы более значительной будет абляция поверхности ледника; выпавший снег будет становиться.

Дальнейшая реставрация составляющих вещественного баланса ледников ИГАН и Обручева заключалась в удлинении рядов метеорологических наблюдений. За основной ряд нами были приняты наблюдения на метеостанции Сыктывкар с 1818 г. Величины $\sum_{VI}^{VIII} t^\circ$ и $\sum_x^v - t^\circ$, полученные по данным метеостанции Б. Хадата, были приведены к периоду 1818—1963 гг. по трехступенчатой связи температур воздуха метеостанций Воркута АМСГ, Усть-Воркута и Сыктывкар. Используя приведенные величины и соответствующие графики связей абляции и аккумуляции с температурами воздуха (см. рис. 29), были подсчитаны величины максимального снегонакопления, суммарной абляции и сальдо вещественного баланса ледника ИГАН за каждый бюджетный год, начиная с 1818 по 1963 г., включительно (табл. 62).

При этих расчетах предполагалось, что ледники ИГАН и Обручева в течение всего 146-летнего периода оставались в современных границах. Это предположение имеет достаточно веские основания в современном морфологическом облике ледников ИГАН и Обручева (см. гл. I). Языки обоих ледников окружены высоким и крутым моренным валом с ледяным ядром. Морены, возвышавшиеся ранее на несколько десятков метров выше современных, фиксируют положение края ледников в относительно недавнем прошлом. Судя по количеству глинистого материала и камней, заключенных в теле морены, положение это сохранялось довольно длительное время. Интенсивное понижение поверхности ледников Урала происходило в последние десятилетия. Языковая часть ледника Обручева, например, лишь недавно оторвалась от современной (или первой) морены на несколько десятков метров. Уменьшение площади ледника Обручева по сравнению с площадью, ограниченной современной мореной, невелико и в дальнейших расчетах не учитывалось. Языковая часть ледника ИГАН до настоящего времени нигде не оторвалась от современной конечной морены и можно утверждать, что площадь ледника 150—200 лет тому назад не превышала современную более, чем на 10—15%. Некоторая возможность контроля величин сальдо вещественного баланса ледника ИГАН, приведенных в табл. 62,

Вещественный баланс ледника ИГАН с 1818 по 1963 г., мм слоя воды

Год	Максимальное снегонакопле- ние	Суммарная аб- ляция поверх- ности	Сальдо баланса	Год	Максимальное снегонакопле- ние	Суммарная абляция по- верхности	Сальдо баланса
1818	1600	1500	+100	1882	2600	1900	+700
1819	1600	1800	-200	1883	1500	1300	+200
1820	2350	2000	+350	1884	2100	900	+1200
1821	2850	1800	+1050	1885	1800	1800	0
1822	3350	1500	+1850	1886	1700	1800	-100
1823	2700	2400	+300	1887	2900	1600	+1300
1824	1850	1600	+250	1888	2000	2000	0
1825	3000	2400	+600	1889	1250	1650	-400
1826	2550	2800	-250	1890	1850	2950	-1100
1827	3200	2200	+1000	1891	1400	—	—
1828	1000	2200	-1200	1892	1100	2200	-1100
1829	1250	2200	-950	1893	1000	—	—
1830	1500	3100	-1600	1894	—	—	—
1831	2200	1200	+1000	1895	—	1650	—
1832	2500	1000	+1500	1896	1300	2200	-900
1833	1200	1800	-600	1897	1800	1150	+650
1834	1400	1450	-50	1898	1200	2400	-1200
1835	2550	800	+1750	1899	1250	1050	+200
1836	1000	900	+100	1900	1600	1150	+450
1837	1700	1300	+400	1901	2400	1650	+750
1838	1100	1050	+50	1902	800	2400	-1600
1839	1900	2600	-700	1903	1000	2000	-1000
1840	1000	2400	-1400	1904	1950	1500	+450
1841	1000	2950	-1950	1905	2100	1300	+800
1842	1700	2800	-1100	1906	2850	2200	+650
1843	1850	1150	+700	1907	1400	2200	-800
1844	2700	2200	+500	1908	900	1300	-400
1845	900	1450	-550	1909	1300	1500	-200
1846	1700	1300	+400	1910	2950	1500	+1450
1847	900	2200	-1300	1911	1150	2200	-1050
1848	2550	1000	+1550	1912	1200	2000	-800
1849	1200	1500	-300	1913	1350	2200	-850
1850	1000	1600	-600	1914	1500	1600	-100
1851	1700	2950	-1250	1915	2250	2200	+50
1852	2550	1000	+1550	1916	1250	1800	-550
1853	1550	2000	-450	1917	900	2200	-1300
1854	1700	2000	-300	1918	1700	1500	+200
1855	2500	1000	+1500	1919	1200	2400	-1200
1856	950	950	0	1920	2500	2200	+300
1857	850	950	-100	1921	2600	2400	+200
1858	1250	1200	+50	1922	1550	2400	-850
1859	2000	1650	+350	1923	1900	1800	+100
1860	1950	1350	+600	1924	2800	1500	+1300
1861	1300	2600	-1300	1925	2800	2200	+600
1862	900	1200	-300	1926	1200	850	+350
1863	2250	1700	+550	1927	1500	2200	-700
1864	2850	2600	+250	1928	1200	1300	-100
1865	1600	1650	-50	1929	1300	1500	-200
1866	2700	1800	+900	1930	1750	1650	+100
1867	900	1800	-900	1931	1500	2600	-1100
1868	1900	2000	-100	1932	1700	2200	-500
1869	2600	3000	-400	1933	1300	1600	-300
1870	2500	2000	+500	1934	1900	1800	+100
1871	900	1300	-400	1935	2100	1800	+300
1872	1800	1600	+200	1936	1250	2400	-1150
1873	1300	1900	-600	1937	2850	2000	+850
1874	2200	1700	+500	1938	2200	2400	-200
1875	1900	1500	+400	1939	1250	1800	-550
1876	1700	2100	-400	1940	1250	2950	-1700
1877	1100	1250	-150	1941	900	1650	-750
1878	2800	1300	+1500	1942	900	2950	-2050
1879	2600	750	+1850	1943	1250	2300	-1050
1880	1600	1500	+100	1944	3000	2000	+1000
1881	1400	1750	-350	1945	2200	3150	-950

Таблица 62 (окончание)

Год	Максимальное снегонакоп- ление	Суммарная аб- ляция поверх- ности	Сальдо баланса	Год	Максимальное снегонакоп- ление	Суммарная абляция по- верхности	Сальдо баланса
1946	800	1500	-700	1955	3000	2650	+350
1947	1400	1350	+50	1956	2050	3400	-1350
1948	2650	2200	+450	1957	2100	3800	-1700
1949	2600	2200	+400	1958	1100	1500	-400
1950	2600	2350	+250	1959	2300	3000	-700
1951	2600	1850	+750	1960	1700	2200	-500
1952	2550	2350	+200	1961	2500	2750	-250
1953	2000	4200	-2200	1962	2800	2900	-100
1954	2550	3400	-850	1963	2100	3250	-1150

представляется материалами аэрофотосъемок исследуемого района. На аэрофотоснимке ледника ИГАН (1947 г.) более половины площади ледника покрыто фирном. Если даже допустить, что таяние ледника продолжалось еще некоторое время после аэрофотосъемки, то все же совершенно очевидно, что в этом году сальдо баланса было положительное. По расчетным данным величина его равна +50 мм (см. табл. 62). На аэрофотоснимке ледника ИГАН (июль 1953 г.) отчетливо отражены крайне неблагоприятные условия формирования вещественного баланса: почти весь фирн этого года стаял, обнажились несколько слоев фирна предыдущих лет. Учитывая, что до конца периода абляции стаяло еще около 1,5 м фирна и льда, можно утверждать, что в 1952/53 бюджетном году величина «чистого накопления» была близка к нулю, а сальдо баланса имело большую отрицательную величину. По нашим расчетам, сальдо баланса составляло -2200 мм, что является абсолютным минимумом за последние 146 лет (см. табл. 62). Величину снижения поверхности ледников можно довольно точно вычислить, используя материалы повторных аэрофотосъемок. Проведенные в статье Г. Д. Черемных [318] вычисления понижения поверхности ледника ИГАН, по данным аэрофотоснимков 1953 и 1958 гг., дали среднюю по площади ледника величину -5 м. В результате суммирования величин сальдо вещественного баланса ледника ИГАН за период с 1953 по 1958 г. с величиной стаивания за август-сентябрь 1953 г. (1000 мм) и деления этой величины на $0,85 \text{ г/см}^3$ (объемный вес льда) оказалось, что величина снижения поверхности ледника ИГАН составляет 5,8 м, что хорошо согласуется с величиной, полученной аэрофотогеодезическими методами. Понижение поверхности ледника ИГАН за период с 1953 по 1958 г. происходило в разных частях ледника с разной интенсивностью (рис. 99). Величина снижения поверхности за этот период составляла в нижней части ледника до 11,5 м, в средних частях зон абляции и аккумуляции соответственно — от 2,5 до 6 м и от 5 до 9,5 м. Верхняя граница фирнового бассейна в основном не изменила своей высотной отметки.

Аналогичное положение отмечено также на леднике Обручева, среднее снижение поверхности которого, по данным Черемных [318], составило 7 м. Устойчивость высотного положения верхней границы фирнового бассейна на леднике Обручева была определена за период с 1958 по 1962 г. по отметкам, нанесенным масляной краской на стенках кара ледника.

Результаты сравнения состояния вещественного баланса ледника ИГАН, полученные аэрогеодезическим методом и методом расчета по метеорологическим данным, говорят о том, что расчетные величины за 146-летний период заслуживают доверия.

Рассмотрим теперь более подробно изменения составляющих вещественного баланса ледника ИГАН за последние 146 лет, основываясь на

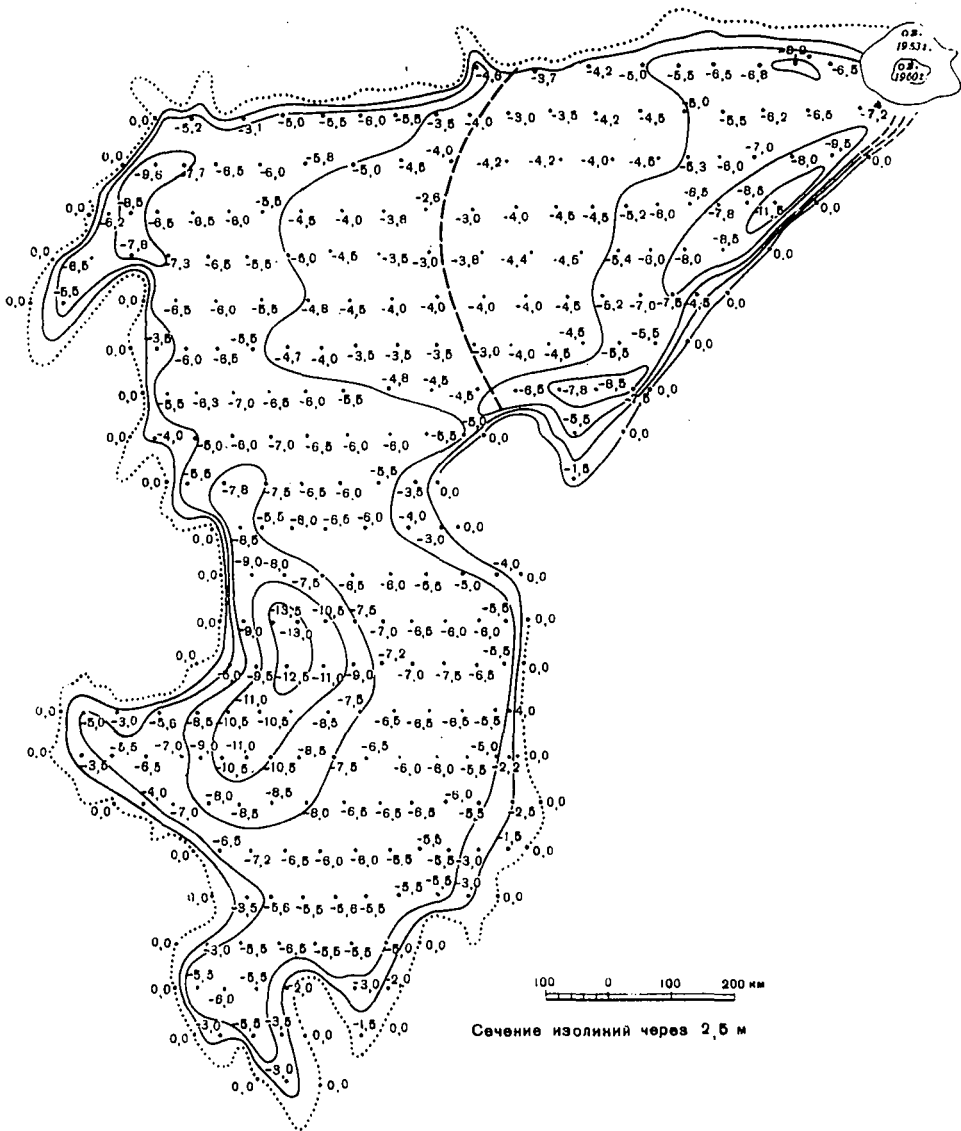


Рис. 99. Снижение поверхности ледника ИГАН за период с 30 июля 1953 г. по 17 августа 1958 г. по данным аэрофотосъемки [318]

данных, приведенных в табл. 62. Амплитуда колебаний величин составляющих вещественного баланса за этот период мало изменялась и в общем соответствовала амплитуде последних лет. Величина максимальной аккумуляции лишь в 17% от всех случаев выходила за пределы величин, полученных в течение 6 лет непосредственных наблюдений, а величина суммарной абляции в 21% от всех случаев. В то же время сочетания величин прихода и расхода вещества были самые различные, тогда как за последние 6 лет эти сочетания были преимущественно неблагоприятными или нейтральными для существования ледника. Так, вслед за малоснежной зимой 1959/60 г. последовало довольно теплое лето, экстремально большой величине аккумуляции в 1961/62 бюджетном году соответствовала и экстремально большая величина абляции.

Анализируя изменения величины суммы среднемесячных температур трех летних месяцев (рис. 100), характеризующей величину суммарной

абляции поверхности, можно отметить значительный рост ее в последние десятилетия, особенно в период 1950—1960 гг., когда среднее за 10 лет значение $\sum_{VI}^{VIII} t^\circ$ равнялось 31° и было наибольшим за последние 150 лет. В течение XIX века значение $\sum_{VI}^{VIII} t^\circ$ колебалось в пределах от 21° до 26° , в течение первых трех десятилетий XX века величина $\sum_{VI}^{VIII} t^\circ$ составляла около 24° . Сумма среднемесячных температур восьми зимних месяцев, характеризующая величину максимальной аккумуляции на

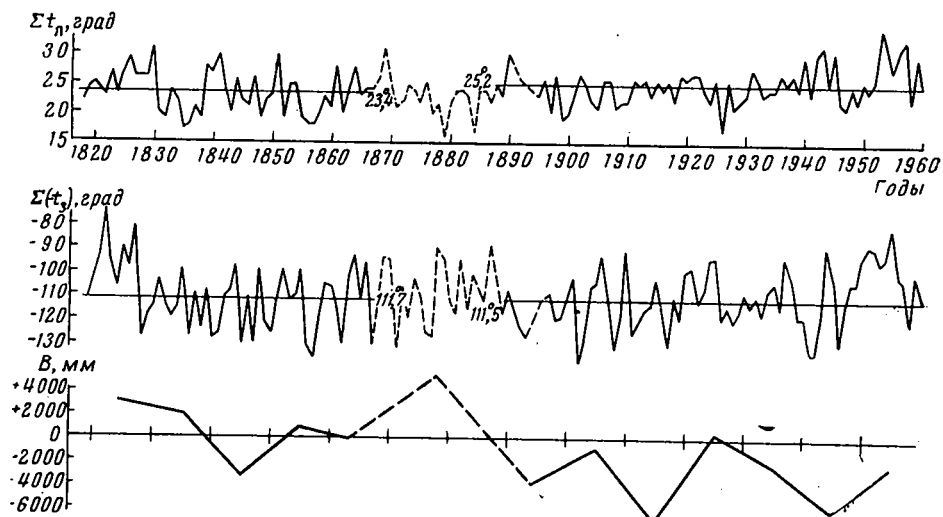


Рис. 100. Изменение сумм летних (Σt_n) и зимних ($\Sigma(-t_3)$) среднемесячных температур воздуха на метеостанции Б. Хадата и десятилетних сумм сальдо вещественного баланса (B) ледника ИГАН

леднике, также заметно возросла в последнем десятилетии. В то же время ее среднее значение в первую и во вторую половину исследуемого периода практически не изменилось, составляя соответственно $111,7$ и $111,5$, тогда как среднее значение величины $\sum_{VI}^{VIII} t^\circ$ в первую половину периода составило $23,4$, а во вторую — $25,2$. Таким образом, основная убыль массы льда произошла в последние десятилетия, что объясняется в основном рядом особенно теплых летних периодов при относительно постоянных температурных условиях зимой. Как видно из рис. 100, средняя величина сальдо вещественного баланса ледника ИГАН на протяжении всего XIX века была близкой к нулю. В XX веке, особенно в последние десятилетия, условия существования ледника ухудшались. Именно к этому периоду и приурочено снижение поверхности ледника. Величина снижения в области ледникового языка может быть с некоторым приближением оценена при сравнении высотных отметок гребня моренного вала и поверхности льда. В нижней и средней частях ледникового языка она составляет 35 — 48 м, поверхность присклоновой части ледника понизилась лишь на 10 — 20 м. О понижении поверхности фирнового бассейна судить трудно, но, если учесть данные Г. Д. Черемных [318], можно предположить, что она составляет также не более 10 — 20 м. Среднее снижение поверхности льда и фирна по площади ледника можно оценить в 25 — 30 м. Значительное увеличение массы льда происходило в 70 — 80 -х годах прошлого века, (см. рис. 100), что согласуется с данными фактических наблюдений на ледниках Кавказа

[295]. С конца прошлого века началось уменьшение массы льда, приостанавливавшееся в первом и третьем десятилетии нашего века. Будем считать, что поверхность ледника в прошлом веке достигла наивысшего уровня лишь к концу 80-х годов. Суммируя величины сальдо вещественного баланса с 1890 по 1962 г. (см. табл. 62), получим величину уменьшения массы льда $\Delta M = 26$ м слоя воды, что соответствует средней по леднику величине снижения поверхности, равной 30 м. Как видим, оценки величины снижения поверхности льда, полученные двумя независимыми методами, находятся в хорошем соответствии одна с другой.

Известно, что крупные изменения ледников объясняются существенными, длительно направленными изменениями климата в масштабе материка или всей планеты. По Будыко и Юдину [53], значительные изменения массы воды в непроточных озерах и льда в ледниках — аналогах таких озер — могут происходить при отсутствии направленных изменений климата только за счет случайных изменений прихода и расхода вещества этих объектов. Очевидно, что при постоянстве климатических условий изменения ледников будут наименьшими.

Произведем оценку вероятных изменений массы льда (на примере ледника ИГАН), предполагая, что на протяжении расчетных отрезков времени сохранялись климатические условия последних 150 лет. Будем считать, как и прежде, что в течение расчетного периода времени ледник не выходит за пределы, ограниченные склонами кара и современной (первой) конечной морены. Склоны ледникового вместилища весьма крутые, поэтому площадь ледника практически не изменяется. При этих условиях влияние авторегулирования прихода-расхода вещества ледника за счет изменения соотношения площадей накопления и таяния вещества исключается. Изменение абсолютных отметок поверхности льда на десятки метров не вызовет существенного эффекта авторегулирования, так как небольшое изменение абляции будет компенсироваться незначительным изменением аккумуляции (при увеличении абляции — увеличение аккумуляции, и наоборот) за счет изменения площади «питающих склонов». Учитывая эти условия, применим к полученному ряду ежегодных величин сальдо вещественного баланса B ледника (см. табл. 62) статистический анализ, предложенный Будыко и Юдиным [53]. При этом будем считать, что для каровых и карово-долинных ледников величины B не связаны одна с другой.

Обозначим среднеквадратичную величину сальдо вещественного баланса

$$\sigma_B = \sqrt{\frac{\sum_1^n B_i^2}{n}}. \quad (\text{VII.7})$$

Тогда вероятная среднемноголетняя величина сальдо вещественного баланса

$$B'_{\text{ср}} = \frac{\sigma_B}{\sqrt{n}} \quad (\text{VII.8})$$

и, следовательно, вероятная величина изменения массы льда на единицу площади за n лет

$$\Delta M' = n B'_{\text{ср}} = \sigma_B \sqrt{n}, \quad (\text{VII.9})$$

а сумма величин сальдо вещественного баланса, т. е. действительное изменение массы льда

$$\Delta M = \sum_1^n B_i. \quad (\text{VII.10})$$

Для ледника ИГАН за период с 1818 по 1962 г. $\Delta M' = \pm 11$ м, $\Delta M = -15$ м (в слое воды). Почти такие же величины получены и для ледника Обручева.

Несовпадение величин ΔM и $\Delta M'$, строго говоря, свидетельствует о нестационарности ряда величин B_i . Однако расхождение невелико, особенно если учесть небольшую точность исходных данных и относительно небольшое значение величины h . Поэтому вряд ли можно с полной уверенностью сказать, что наблюдающееся сейчас уменьшение ледников Урала является результатом длительно направленных изменений климата, а не случайных неблагоприятных сочетаний величин прихода и расхода вещества ледников. Резкое потепление летних месяцев, например, значительно большее, чем в последнее десятилетие, имело место в первые десятилетия XVIII века, после которых последовало похолодание. Допустим, что ледники Урала в течение последних 1000--2000 лет существовали в условиях неизменного климата, чему соответствует стационарность ряда величин B_i . Так как $\sigma_B \approx 1$ м (в слое воды), а объемный вес вещества ледника $\gamma = 0,85$ г/см³, то вероятная величина изменения среднего уровня ледников ИГАН и Обручева за 150 лет равна $\pm 14,5$ м, а за 1500 лет ± 46 м. Последняя величина вполне достаточна для того, чтобы рассматриваемые ледники форсировали подпруживающий их моренный вал и выдвинулись бы на значительное расстояние вниз по долине или же, наоборот, резко сократили свои размеры, оторвавшись от современной морены и освободив ото льда большую часть каров или полностью разрушились под воздействием архимедовой силы и термической абразии. Таким образом, весьма значительные изменения каровых ледников от полного исчезновения до разрастания в карово-долинные ледники могут происходить при неизменных климатических условиях, соответствующих средним условиям, наблюдавшимся на протяжении последних 150 лет.

Аналогичный расчет для долинных неподпруженных ледников встречает большие трудности, так как учет авторегулирования вещественного баланса ледника в этом случае требует введения в расчет величины изменения его площади в зависимости от изменения величин балансовой разности, реологических свойств льда и формы поверхности льда и ложа, определяющих характер и скорость движения ледникового языка. Однако такой расчет принципиально возможен.

Проведенные нами расчеты показывают, что при анализе причин колебаний ледников необходимо учитывать не только причины, обуславливающие направленные изменения климата (изменения соотношения суши и моря, рельефа поверхности Земли, элементов движения планеты и др.), но и случайные изменения сочетаний метеорологических элементов. По-видимому, при различных физико-географических условиях и в различные периоды решающее значение в колебаниях ледников может иметь как первое, так и второе обстоятельство.

Глава VIII.

ИСТОРИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ УРАЛА

1. ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Широкое распространение в северных районах Урала скульптурных и аккумулятивных ледниковых форм рельефа послужило основанием для формирования представлений об обширном древнем оледенении хребта. Однако главную роль в развитии взглядов о сплошном покровном оледенении северной части Урала сыграла гипотеза материкового оледенения равнин Северо-Востока Европейской части СССР и Западной Сибири. В соответствии с представлениями о неоднократном оледенении прилегающих к Уралу низменностей различными исследователями допускается от одного до четырех покровных оледенений хребта. Наиболее распространенной явилась точка зрения о двукратном покровном оледенении Урала (днепровско-самаровском и валдайско-зырянском) и одном или двух горных оледенениях (сартанском и голоценовом), развиваемая В. А. Барсановъевой [58, 59, 61], С. Г. Бочем [39, 41], И. И. Красновым [162], В. Н. Саксом [255], С. А. Яковлевым [343] и др. Согласно этой точке зрения в период максимального (днепровско-самаровского, или новоземельского) оледенения ледниковый покров распространялся из области Новой Земли, баренцовоморского и карского шельфов, достигая 58° с. ш. на Северо-Востоке Европейской части СССР и 60° с. ш. на Урале и в Западной Сибири. Центры оледенения и направление движения покровных ледников устанавливались на основании нахождения в нижней толще валунных суглинков Печорской низменности валунов новоземельского происхождения. По мнению исследователей, новоземельский ледниковый покров перетекал через Полярный Урал и распространялся на равнины Западной Сибири. На Приполярном и Северном Урале льды двигались в основном вдоль хребта, проникая в меридиональные межгорные депрессии. Более позднее, валдайско-зырянское, или уральское (по С. А. Яковлеву), оледенение имело значительно меньшие размеры и распространялось на прилегающие равнины из уральского центра. Позднеплейстоценовое (сартанское) и голоценовое оледенения носили уже горно-долинный и карово-долинный характер.

Проведенные в последующие годы детальные исследования петрографического состава валунов из четвертичных отложений Большеземельской тундры показали, что эрратические валуны представлены здесь исключительно уральскими, пайхойскими и тиманскими породами [135—138]. В связи с этим гипотеза о распространении покровных ледников с Новой Земли большинством исследователей была отвергнута. Согласно новым представлениям центром развития покровного оледе-

нения на рассматриваемой территории всегда являлись горные районы Урала.

В последние годы широкое признание получила идея о синхронности оледенения гор Урала периоду длительной четвертичной трансгрессии Ледовитого океана на равнинных пространствах севера Западной Сибири и Печорской низменности. Проведение широких геолого-съемочных и буровых работ на этих территориях в связи с поисками нефти и газа дало многочисленные доказательства морского и ледово-морского происхождения покрывающих их толщ четвертичных отложений. Эти идеи нашли свое отражение в унифицированных схемах, принятых на межведомственных совещаниях в Новосибирске в 1960 г. и в Свердловске в 1963 г.

Следует отметить, что наиболее ранние исследователи Западной Сибири — Б. Ф. Котта [161], Н. С. Поляков [234], А. Миддендорф [206] и Печорской низменности — А. Кейзерлинг, А. А. Штукенберг [334] все основные события четвертичной истории этих территорий связывали с трансгрессиями Полярного бассейна. Ряд последующих исследователей Печорской низменности — Ф. Н. Чернышев [320], Н. А. Кулик [176], П. С. Макеев [203] всю толщу четвертичных отложений на этой территории относили к морским образованиям, считая их аналогами современных донных осадков полярных морей. Наличие в этих отложениях валунов из уральских и тиманских пород исследователи объясняли разномом их морскими льдами и айсбергами. Аналогичные взгляды высказывались Н. А. Куликом [176] и П. Л. Пирожниковым [231] для территории севера Западной Сибири. Большинство же других исследователей связывали происхождение четвертичных отложений Печорской и севера Западно-Сибирской низменности с покровными оледенениями, выделяя от двух до трех моренных горизонтов, разделенных межледниковыми континентальными осадками на юге и морскими на севере низменностей [66, 69, 87, 178, 215, 220, 249, 254, 268, 299, 319, 328, 342]. Эти взгляды поддерживаются рядом исследователей до настоящего времени [119, 256, 272].

В 1949 г. А. И. Попов [236] высказал идею о синхронности оледенения периоду бореальной трансгрессии на севере Западной Сибири. В последующие годы идея о совпадении оледенений с трансгрессиями моря развивалась Ю. П. Пармузиным [228], Г. У. Линдбергом [198], В. А. Зубаковым [121, 122], Г. И. Лазуковым [182, 184, 185], С. А. Архиповым [20, 21] и другими исследователями.

Исследованиями последних лет, проведенными сотрудниками ВНИГРИ Н. Г. Чочиа, И. Л. Кузиным, И. В. Рейниным [165, 166, 246—248, 323] и др., установлено, что северная половина Западно-Сибирской низменности материковым оледенениям никогда не подвергалась. Большая часть толщи четвертичных отложений, достигающая в этих районах мощности 200—250 м, в том числе и «мореноподобные» валунные суглинки, принимавшиеся ранее за отложения самаровского и тазовского оледенений, сформировались в условиях обширной морской трансгрессии. Присутствие в этих толщах крупнообломочного материала из уральских и средне-сибирских пород объясняется разномом его морскими припайными льдами и айсбергами.

Южная граница распространения четвертичного морского бассейна А. И. Поповым проводится по 60° с. ш. Это подтверждается также и новейшими исследованиями сотрудников ВНИГРИ, которые отмечают четвертичные водные осадки вплоть до устья Иртыша, широтного отрезка р. Оби и по р. Вах (Н. Г. Чочиа, устное сообщение 1963 г.).

Широко распространенный на Обско-Пурском междуречье и на юге Тазовского полуострова линейно-грядовый и холмистый рельеф, считавшийся ледниковым (конечные морены, маргинальные озы, холмы),

как теперь установлено, имеет эрозионно-мерзлотное происхождение и сложен льдонасыщенными глинистыми и опоковидными морскими осадками палеогенового возраста [17, 35, 164, 323].

Исследования толщ четвертичных отложений Большеземельской тундры, проведенные геологами Ухтинского геологического управления в 1958—1963 гг. и сотрудниками кафедры полярных стран географического факультета МГУ под руководством А. И. Попова, показали, что вся эта толща, достигающая местами мощности 150—200 м, представлена ледово- и ледниково-морскими осадками, формировавшимися в условиях крупной трансгрессии Ледовитого океана [22, 23, 98, 127, 225, 236, 239]. Литологическое строение этих осадков, содержащихся в различных горизонтах (в том числе в неслоистых валунных суглинках), остатки морской фауны, диатомовых водорослей, растительный детрит, высокая концентрация легкорастворимых солей кальция, магния, калия, натрия, равномерное распределение глауконита, марганцевистых и пиритовых конкреций по всей толще не оставляют сомнения в ее морском происхождении [99, 100]. Все эти признаки весьма характерны для современных осадков шельфовых морей Ледовитого океана. Присутствие в описываемой толще крупнообломочного материала (в основном уральских и пай-хойских горных пород) объясняется разном этим материалом морскими припайными льдами и айсбергами. В разрезе четвертичной толщи А. И. Попов [238] выделил три горизонта, из которых средний горизонт неслоистых валунных глин и суглинков рассматривается им как нормальная трансгрессивная фация моря, нижний и верхний песчано-гравийно-валунные горизонты — соответственно как начальная трансгрессивная и регрессивная морские фации.

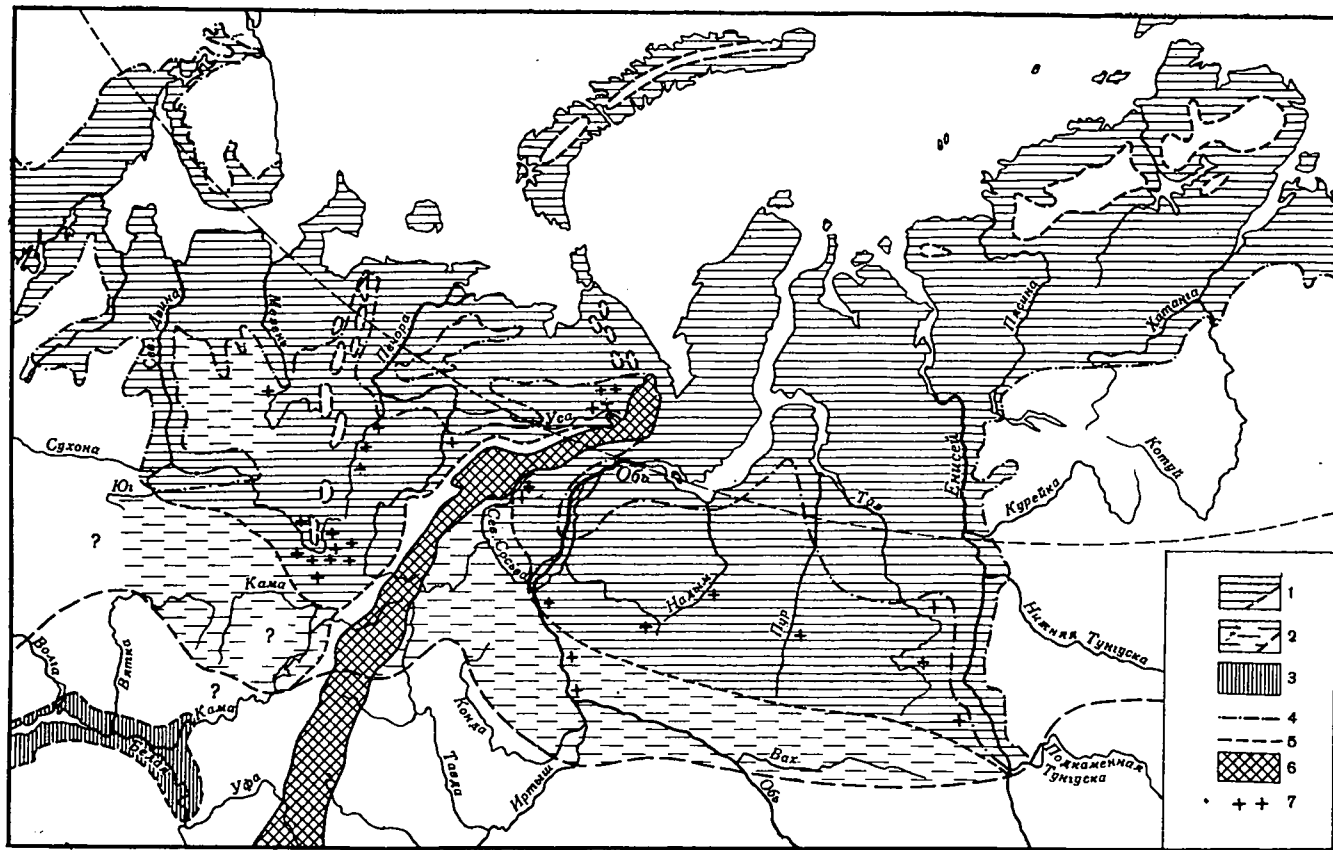
Возникает вопрос, как далеко к югу в пределах Печорской низменности распространялась четвертичная трансгрессия моря? Южную границу наиболее крупной бореальной трансгрессии обычно проводят по низовьям рек Цильмы, Ижмы и Усы. Считается, что с запада бореальное море ингрессировало по долине Северной Двины до низовий рек Сухоны, Юга и Вычегды [177, 179, 342—344]. Остатки морской фауны и микрофлоры, отмеченные южнее и восточнее указанной границы, рассматриваются как находящиеся во вторичном залегании, занесенные сюда «новоземельским» ледником и флювиогляциальными потоками. Однако сравнение разрезов четвертичной толщи на севере и юге Печорской низменности, изучение условий залегания остатков морских моллюсков, морской микрофауны и микрофлоры в различных ее горизонтах указывают на исключительное литологическое и стратиграфическое их сходство, особенно мощной пачки темно-серых валунных суглинков (так называемой новоземельской морены), что позволяет говорить о единстве происхождения толщи для всей территории Печорской низменности.

Известны многочисленные факты нахождения остатков четвертичной морской фауны и солоноводных диатомовых вплоть до Вычегодско-Камского междуречья [291]. Остатки морской фауны и морских диатомовых водорослей обнаружены здесь в различных горизонтах четвертичной толщи и в так называемых подморенных глинах и песках, в толще темно-серых валунных суглинков (новоземельская морена), в межморенных отложениях и даже в покровных суглинках и аллювии речных террас. Только в последнем случае они, видимо, являются переотложенными.

Следует отметить, что горизонт темно-серых валунных суглинков в Печорской низменности отличается исключительной выдержанностью и имеет более или менее сплошное распространение примерно до 60° с. ш. Южнее этот горизонт разобщается на отдельные пятна вследствие уменьшения мощности, а на широте 58° выклинивается совсем. Хотя в

Рис. 101. Плейстоценовая трансгрессия Ледовитого океана на Северо-Востоке Европейской части СССР и Западно-Сибирской низменности

1,2 -- установленные и предполагаемые площади трансгрессии соответственно, 3 -- площади ачкагыльской трансгрессии, 4 -- граница бореальной трансгрессии по М. А. Лавровой, 5 -- граница максимального оледенения, 6 -- Уральский хребет, 7 -- места находок морской микрофауны и микрофлоры



районе между 58 и 60° с. ш. пока отсутствуют данные о нахождении в этих суглинках остатков морской фауны, тем не менее на основании сходства их литологического состава мы сочли возможным высказать предположение об ингрессии моря в верховьях современных рек Вятки и Камы, т. е. как раз до границы предполагаемого «новоземельского ледникового покрова» [291, 292] (рис. 101).

Изучение распространения четвертичных отложений с морской фауной свидетельствует о том, что во время своего максимального развития плейстоценовое Урало-Тиманское море покрывало значительные площади Тимана и Пай-Хоя, которые тогда представляли собой группы невысоких островов. Море распространялось и на запад от Тимана. По данным Е. Н. Былинского [56], весь разрез четвертичных отложений в среднем и нижнем течении р. Мезени представлен ледово- и ледниково-морскими осадками. Отложения четвертичных трансгрессий, как известно, широко распространены на Северной Двине и к западу от нее, однако их взаимоотношения с моренами скандинавских оледенений более сложные и требуют специального рассмотрения.

По нашим исследованиям (1958—1963 гг.) морские четвертичные отложения распространены у самого подножья как западного, так и восточного склона Полярного Урала, а в северной его части они залегают ингрессионно среди предгорных увалов и в нижних расширенных участках горных долин на абсолютных высотах до 250—300 м. Так, у западного подножья хр. Оче-Нырды в береговых обрывах р. Гнеть-Ю (правый приток Кары) нами была встречена мощная толща (до 50 м) горизонтально слоистых мелкозернистых песков с прослоями валунных суглинков и гравийно-валунных песков, аналогичных пескам бореальной трансгрессии у северной оконечности хребта. Толщи неслоистых темно-серых валунных суглинков, аналогичные морским суглинкам воркутинского района, перекрытые или подстилаемые слоистыми песками, прослежены нами в ряде небольших левых притоков р. Кары (Полос-Шор, Нэлкид-Шор, Бур-Шор и др.). Толщи слоистых валунно-гравийных песков прослеживаются вдоль западного подножья хребта на участке между реками Б. Усой и Карой, образуя нередко хорошо выраженные террасовые поверхности с отметками 200—250 м, приклоненные к склонам гор. Эти поверхности большей частью сильно расчленены эрозией и имеют холмисто-грядовый рельеф с большим количеством озер в западинах между холмами. По нашему мнению, указанные террасовые уровни имеют морское происхождение. Подобные отложения были встречены нами вдоль подножия хребта по рекам Оче-Ты-Вис, Большой и Малой Лядгей-Яхе, Нярге-Яхе, под горой Константинов Камень и на пространстве между последней и р. Карой. По долине р. М. Кары слоистые серые глины, перекрытые валунно-гравийными песками, прослежены нами в глубь гор на протяжении 10 км. В долине Б. Кары в 15 км вверх по течению от слияния ее с М. Карой встречена толща слоистых валунно-гравийных песков мощностью до 60 м, образующая хорошо выраженную террасовую поверхность с отметками до 300 м. Описанные толщи отлагались в ингрессионных заливах, частично, по-видимому, в дельтовых условиях.

Широкое распространение морских террасовых уровней к востоку от подножия Полярного Урала отмечается И. Л. Кузиным [168]. Четвертичные морские отложения были встречены нами у северной оконечности Полярного Урала на восточном склоне хр. Няргала-Хой на абсолютной высоте около 300 м, а также в увалистой полосе между реками Пензенго-Яхой и Щучьей, по рекам Лонгот-Югану, Харбею, Ханмею и Соби.

Таким образом, многочисленные фактические данные, полученные в последние годы, подтверждают правильность точки зрения первых исследователей Печорской и Западно-Сибирской низменностей о морском

происхождении покрывающих их толщ четвертичных отложений. Покровное оледенение не распространялось на равнины Северо-Востока Европейской части СССР и Западной Сибири. На протяжении большей части четвертичного периода здесь существовали обширные эпиконтинентальные урало-тиманское и западно-сибирское моря, разделенные узким «уральским полуостровом», протягивающимся к северу более чем на 1000 км.

В последнее время некоторые авторы нижнюю часть разреза четвертичных морских отложений севера Печорской и Западно-Сибирской низменностей относят к плиоцену [23, 164, 167, 225, 258], считая их одновозрастными с акчагыльскими отложениями Каспия. Доказательством верхнетретичного возраста нижней толщи морских отложений является высокий процент содержания в них пыльцы и спор третичных растений (до 80—90%). Диатомовые водоросли и микрофауна представлены в этих отложениях исключительно морскими третичными формами. Содержащаяся в них фауна морских моллюсков известна с плиоцена. Если акчагыльский возраст нижней толщи морских отложений будет окончательно доказан, то вновь может быть поставлен вопрос о возможности соединения Полярного и Акчагыльского бассейнов, поднятый более 30 лет назад С. А. Ковалевским [152].

Собственно бореальные (казанцевские) отложения можно рассматривать как позднюю фазу полярной трансгрессии, завершившуюся на севере Европейской части СССР и Западной Сибири формированием зырянского комплекса морских осадков. Во время и после регрессии моря происходил интенсивный размыв первичной морской равнины и накопление аллювиальных отложений, достигающих в долинах рек Обь и Енисей мощности 50—70 м.

Часть исследователей, доказывая синхронность оледенения гор Урала и четвертичной морской трансгрессии, все литологические изменения в единой морской толще от валунных к безвалунным отложениям, смену морской фауны и пыльцевых спектров в вертикальном профиле от относительно холодолюбивых к теплолюбивым видам рассматривает как свидетельство общеклиматических изменений от ледниковых эпох к межледниковым. На основании этих признаков для северо-западной части Западно-Сибирской низменности Г. И. Лазуков [182, 185] выделяет в период морской трансгрессии три эпохи похолодания, обуславливающие три покровные оледенения на Урале (древнее, максимальное или самаровское и зырянское), и разделяющие их эпохи потепления (тобольское и казанцевское межледниковье). Четвертое горное оледенение (сартанское) развивалось уже после регрессии моря. Указанный принцип положен в основу построения стратиграфических схем четвертичных отложений для северной части Западно-Сибирской низменности и Урала, принятых в 1960 и 1963 гг.

Согласно этим представлениям покровные ледники распространялись с Урала на предгорные низменности и спускались в море, продуцируя айсберги. В период максимального оледенения уральский ледниковый покров, по мнению Г. И. Лазукова [182, 185], перекрывал все левобережье нижней Оби, а южнее (между 63 и 60° с. ш.) заходил на правобережье, соединяясь со среднесибирским ледниковым покровом. Однако сотрудники ВНИГРИ считают, что оледенение ограничивалось горными районами Урала и ледники спускались непосредственно в Западно-Сибирское море [166, 247].

А. И. Попов [238] считает, что проявление крупных климатических ритмов в четвертичном периоде, так четко выраженных в Европе, сильно ослабевало на Северо-Востоке Европейской части СССР и севере Западной Сибири вследствие мощного климатического влияния длитель-

ной морской трансгрессии, охватившей огромные низменные пространства. Она как бы нивелировала изменения климата от ледниковых эпох к межледниковым. По мнению А. И. Попова, трансгрессия Полярного бассейна явилась основной причиной возникновения и развития оледенения в северных районах Урала, а также в горах Путорана и Таймыра. Регрессия моря и усиление вследствие этого континентальности климата обусловили исчезновение древнего оледенения в горах. Литологические изменения в толще морских осадков, увеличение или уменьшение содержания в них обломочного материала, по мнению Попова, не свидетельствуют о смене ледниковых эпох межледниковыми, а являются отражением смены условий осадконакопления в морском бассейне в связи с изменением положения береговой линии, распределения течений, условий рельефа дна и других гидродинамических факторов. Так как равнины Северо-Востока Европейской части СССР и севера Сибири в плейстоцене покрывались водами только одной крупной трансгрессии, то и оледенение гор Урала и Северной Сибири, вызванное этой трансгрессией и синхронное ей, было, по мнению А. И. Попова, единственным оледенением для этого района Евразии и имело горно-долинный и предгорно-шлейфовый характер.

Теоретическое обоснование причин оледенения, данное А. И. Поповым, представляется нам наиболее убедительным. Именно трансгрессия Ледовитого океана играла решающую роль в четвертичном оледенении горных районов Урала.

В результате гляциологических исследований, проводившихся в течение 1958—1963 гг. на Полярном Урале и прилегающих предгорных равнинах, были получены новые данные, позволяющие говорить о значительно меньших размерах четвертичного оледенения Урала [290, 292], чем это указывалось предыдущими исследователями.

Прежде всего необходимо остановиться на проблеме экзотических валунов, встречающихся на вершинах и склонах Уральских гор и рассматриваемых обычно как основное доказательство сплошного покровного оледенения северных районов Урала. Так, факты заноса валунов, состоящих из пород, развитых в западных предгорьях, на вершины и плато Полярного Урала объяснили распространением мощного новоземельского ледникового покрова, двигавшегося с севера и северо-запада и перетекавшего через уральский хребет в сторону Западно-Сибирской низменности [41, 118, 226, 343]. Наблюдаемый на Северном Урале занос валунов из восточной увалистой полосы (с отметок 150—200 м) на запад, в горную область до высот 500—600 м, связывали с южным и юго-западным направлением движения новоземельско-уральского ледника вдоль меридиональных межгорных депрессий [29, 58, 105]. М. С. Калецкая [136], отрицая распространение покровного оледенения новоземельского центра, объясняла наличие западных валунов на склонах гор развитием местных шапок оледенения, ледораздел которых был сдвинут, по ее мнению, на запад от Урала, что и обеспечивало движение ледникового покрова от низменности в горы. Однако такое положение представить невозможно, так как если покровное оледенение здесь и развивалось, то центром его мог быть только уральский хребет и льды растекались бы от хребта на низменности. К тому же представление об оледенении предгорных низменностей к западу от Урала, как было уже показано, не подтверждается новейшими исследованиями. В связи с этим нахождение в горной части Урала валунов западного и восточного происхождения может быть объяснено деятельностью других природных факторов.

По нашему мнению, разнос валунов на Урале осуществлялся в основном в течение длительного мезозойского периода пенепленизации уральской горной области. Речная эрозия, сивелировав горную страну,

оставила на волнистой поверхности пенеplена аллювиальные толщи с валунно-галечниковым материалом. В процессе поднятия и нового цикла расчленения горной страны эти толщи были размыты и снесены эрозией и солифлюкцией. На платообразных вершинах гор от сноса и разрушения уцелели лишь отдельные валуны наиболее стойких пород. Широкое распространение песчано-галечных аллювиальных отложений мезо-кайнозойского возраста наблюдается в настоящее время в области зауральского пенеplена (восточная равнинная часть Среднего Урала). В толщах древнего аллювия здесь встречаются крупные валуны уральских пород, удаленных от мест своего коренного залегания на 80—100 км к востоку [242, 261]. Изолированный выход толщи конгломератов (предположительно неогенового возраста с валунами чуждых данному району пород) был в последнее время встречен на Полярном Урале в массиве Рай-Из [101]. Возможно, эти конгломераты являются остатком древнеаллювиальных толщ, аккумуляровавшихся в период пенеplенизации страны.

Занос валунов восточных и западных пород из увалистой полосы в горную область хребта до высоты 500—600 м мог быть также осуществлен в результате волно-прибойной деятельности моря в период морских трансгрессий, омывавших склоны Урала в верхнеюрское, верхнемеловое, нижнетретичное и четвертичное время. О такой возможности свидетельствует нахождение на восточном склоне Северного Урала морских отложений портланда (верхняя юра) до абсолютной высоты 500 м [61]. Некоторые авторы полагают, что северные районы Урала в верхнемеловую эпоху сплошь перекрывались морем, которое сильно денудировало его поверхность, в то время представлявшую еще равнинный пенеplен [26, 34, 44, 67]. При последующем поднятии и расчленении горной страны рыхлые морские отложения были снесены процессами денудации. Таким образом, валуны на вершинах уральских гор имеют различный генезис и не могут служить доказательством сплошного покровного оледенения хребта. Однако следует иметь в виду, что в высокогорной западной части Урала в период оледенения крупные валуны, несомненно, перемещались ледниками, но в этом случае они представлены породами, слагающими вышележащие вершины и верхние участки троговых долин.

В северной расширенной части Полярного Урала, а также на Приполярном и Северном Урале устанавливается четкая закономерность в пространственном размещении каров, трогов, участков альпийского рельефа, а также современных ледников. Все они расположены в западной половине горной области, что обуславливает резкий морфологический контраст западной и восточной частей хребта (см. гл. I). Полоса распространения современных ледников и древних каров хорошо совпадает с зоной максимального снегонакопления. Как было показано в гл. III, фоновое снегонакопление в этой зоне, имеющей на Полярном Урале ширину до 25—30 км, в 5—10 раз больше, чем в восточной половине хребта. Эта закономерность в распределении осадков существовала, по нашему мнению, со времени возникновения Урала как орографически выраженного поднятия и обуславливала характер и размеры оледенения хребта и в четвертичном периоде.

Приуроченность альпийских форм рельефа к западной половине горной области является свидетельством того, что оледенение, даже в максимальную его стадию, развивалось только в западной полосе расширенных участков хребта и отсутствовало в восточной. Оно имело горно-долинный и каровый характер. В восточной половине северной части Полярного Урала, а также Приполярного и Северного Урала нигде не отмечено следов ледниковой деятельности. Только в южной, сильно суженной части Полярного Урала (массивы Пай-Ер, Рай-Из

и др.), кары и троговые долины с яркими следами экзарационной и аккумулятивной деятельности древних ледников распространены как на западном, так и на восточном склонах хребта. Симметричное развитие древнего оледенения связано здесь с небольшой шириной хребта (20—25 км), целиком располагающегося в зоне повышенного снегонакопления.

Отсутствие ледниковых форм рельефа в восточной части хребта обычно объясняли последующим уничтожением их эрозионными процессами. Сохранность же форм ледниковой скульптуры в центральной и западной частях гор связывали с деятельностью горных ледников заключительной фазы валдайско-зырянского покровного оледенения сартанского и голоценового карово-долинного оледенения [38, 41, 58, 61, 105, 109]. Но, как было показано в гл. I, возраст каров является значительно более древним, и, следовательно, отсутствие этих форм в восточной половине хребта можно объяснить только тем, что оледенение в этой части гор не существовало.

Свежесть и хорошая сохранность каров объясняется прежде всего подновляющей деятельностью современных и недавно исчезнувших ледников. Многие древние кары не сохранились, но результаты процессов карообразования запечатлены в альпийских формах рельефа. Так как участки альпийского рельефа нередко несут следы нескольких циклов переработки карами, то это свидетельствует о еще более длительном времени воздействия каровых ледников на горные массивы, охватывающем, по-видимому, не только весь четвертичный период, но и значительную часть плейстоцена.

Возраст альпийских форм рельефа в свою очередь косвенно указывает на время возникновения Уральского хребта как орографически выраженного поднятия. Во всяком случае, уже в плейстоцене Уральский хребет должен был иметь абсолютные и относительные высоты, близкие или больше современных, благоприятствующие развитию карового оледенения. Этот вывод согласуется, в частности, с данными изучения погребенных долин на севере Западной Сибири. Глубина дочетвертичного эрозионного вреза достигает здесь 300—350 м, причем днища этих долин, погребенных под толщей четвертичных осадков, лежат на 150—200 м ниже уровня моря [186]. Переуглубленные долины обнаружены и в северных районах Полярного Урала. В пределах восточной части хребта в долинах рек Лонгот-Югана и Харбея буровыми скважинами вскрыта толща рыхлых отложений до 170 м мощности. Формирование переуглубленных долин восточной части Полярного Урала и Западно-Сибирской низменности происходило одновременно при более высоком, чем сейчас, положении дочетвертичной поверхности низменности (на 150—200 м). По времени это соответствует периоду максимальной неогеновой регрессии моря (миоцен — нижний плейстоцен). Следовательно, рассматриваемая часть Уральского хребта существовала уже в неогене, причем абсолютные, а в ряде районов и относительные высоты горных массивов были больше современных. Таким образом, представление многих исследователей об Урале как весьма молодом горном поднятии, возникшем на месте неогенового пенеплена в течение плейстоцена, или даже его второй половины [135, 262 и др.], является ошибочным. Этот вывод дает основание предполагать, что первые проявления оледенения на Урале (карового типа), возможно, относятся уже к плейстоцену.

Вторжение арктического бассейна в пределы Печорской и Западно-Сибирской низменностей было обусловлено, по-видимому, общим эпйрогенетическим опусканием этих территорий. Учитывая распространение четвертичных морских осадков на абсолютных высотах 250—300 м (на Пай-Хое до 375 м), следует предположить, что в эпоху максимального развития трансгрессии опускание северных районов Урала и

прилегающих низменностей по сравнению с современными высотами составило не менее 300 м. Море вплотную подходило к подножью хребта, а в северной части Полярного Урала, где днища крупных долин лежат сейчас на абсолютных высотах 200—250 м, ингрессировало вверх по долинам, образуя узкие глубоко вдающиеся внутрь гор опресненные заливы. В местах низкого расположения перевальных участков сквозных долин (200—250 м) образовывались узкие проливы. Предгорные увалы представляли собой полуострова или серии островов. Характер берегов северной части Полярного Урала сильно напоминал современные очертания береговой линии Новой Земли.

В период наиболее холодных фаз трансгрессии непосредственное соседство с полярным бассейном вызывало значительное понижение летних температур, что приводило к увеличению размеров оледенения в горах Урала. По некоторым нашим расчетам, средняя летняя температура воздуха (июнь — август) на Полярном Урале понижалась на 3—4°. Если средняя многолетняя температура трех летних месяцев в Амдерме составляет в настоящее время 5—5,5°, то в период трансгрессии в северной части Полярного Урала на уровне моря можно ожидать около 6° (при колебаниях от года к году от 4 до 8°) против современной 9—9,5°, например, в Воркуте и в горных долинах (метеостанции Б. Хадата, Полярный Урал). Особенно существенное снижение температуры воздуха наблюдалось в первой половине лета в связи с затратой большого количества тепла на таяние морских льдов.

Суммарная абляция на уровне днищ горных долин (200—300 м) в северной части Полярного Урала составляет в настоящее время в среднем 4500 мм при колебаниях от года к году от 3500 до 5500 мм, что соответствует изменению средней летней температуры от 7 до 12° (см. гл. II и IV). Основываясь на связи средней летней температуры и суммарной абляции (см. табл. 50), можно считать, что при понижении температуры летних месяцев в период трансгрессии на 3—4° суммарная абляция уменьшится до 2500—3000 мм. Однако эта величина абляции все еще в 2—3 раза будет превышать современные величины снегозапасов в горных долинах в зоне максимального снегонакопления (600—1000 мм). Если допустить, что величина снегонакопления в период холодной фазы трансгрессии мало отличалась от современной, то можно прийти к выводу об отсутствии условий для возникновения оледенения на уровне днищ долин северной части Полярного Урала.

На уровне плато (700—900 м) суммарная абляция составляет в настоящее время в среднем 2200 мм при колебаниях от года к году от 1500 до 3000 мм. При эпейрогеническом опускании горной страны в период трансгрессии на 250—300 м и одновременном снижении средних летних температур на 3—4° вследствие соседства с холодным морем суммарная абляция уменьшится до 1000—2000 мм, что все же будет достаточным для ликвидации фонового снежного покрова на плато, накопление которого не превышает в западной зоне 500—800 мм. Значительное оледенение в период холодной фазы трансгрессии могло существовать только в местах, где снегонакопление превышало эти величины, и прежде всего на наиболее высоких горных массивах западной части хребта, являвшихся очагами развития долинных ледников. Кары представляли собой сплошные фирновые бассейны, дававшие начало долинным ледникам.

Ледники хребта Оче-Нырда и ряда других горных массивов западной половины горной полосы спускались своими языками в ингрессионные морские заливы, продуцируя айсберги, которые выносили валунный материал в открытое море. В заключительную фазу трансгрессии часть айсбергов приставала к островам, расположенным в непосредственной близости от гор (современные предгорные увалы), сгружая на дно обло-

мочный материал. Этим, по-видимому, объясняется наличие полосы холмисто-грядового рельефа шириной 5—8 км, протягивающейся между подножием западного склона Полярного Урала и предгорными возвышенностями Пембой и Седе-Пэ. В холмах и грядах, сложенных песчано-галечниковыми отложениями с большим количеством крупных валунов уральских пород, по устному сообщению А. И. Попова, обнаружены остатки раковин четвертичных морских моллюсков. В разnose обломочного материала принимали также участие морские припайные льды. Хорошо выраженная гряда высотой до 20—30 м, замыкающая с запада указанную полосу холмистого рельефа, формировалась, вероятно, в подводных условиях. Асимметричный поперечный профиль гряды (пологий западный и крутой восточный склоны) связан также с последующей эрозионной деятельностью весенних и летних снежников, залегающих на восточном склоне гряды.

Необходимо иметь в виду, что холмистость западных предгорий Полярного Урала в значительной мере объясняется эрозионным расчленением первичной поверхности ледово-морской аккумуляции. Обилие озер в предгорьях связано как с наличием первичных котловин между аккумулятивными холмами и грядами, так и широко развитыми здесь процессами солифлюкционного подпруживания в эрозионных ложбинах стока [293].

В восточной половине северной расширенной части Полярного Урала вследствие малого снегонакопления, не превышающего в настоящее время 100—300 мм, оледенение в период трансгрессии не развивалось. В обследованных нами горных долинах рек Байдараты, Щучьей, Б. Хадаты, Лонгот-Югана, Ханмея, Б. Пайпудыны и их притоков нигде не встречено бесспорных моренных образований. Указываемые многими исследователями «конечноморенные» гряды в восточных предгорьях этой части Полярного Урала (между реками Щучьей и Байдаратой) при внимательном обследовании оказались эрозионными останцами, сложенными на две трети морскими слоистыми глинами и песками и лишь сверху прикрытыми толщей валунно-галечниковых песков, по-видимому, прибрежно-морского генезиса (зырянская свита). Встречающиеся в восточных предгорьях участки холмистого рельефа, как показали наши наблюдения, образовались в результате эрозионного расчленения первичной морской равнины, о чем, в частности, свидетельствует горизонтальная слоистость осадков, слагающих холмы и гряды. Большинство озер, занимающих понижения между холмами и грядами, обязаны своим происхождением процессам солифлюкционного подпруживания.

В северной части Полярного Урала типичные конечноморенные гряды встречаются только в западной зоне хребта, вблизи современных ледников, на максимальном от них удалении 3—4 км и являются позднелепесточеновыми образованиями. Далее вниз по долинам до самого выхода из гор древние конечноморенные гряды полностью отсутствуют. Этот факт требует дальнейшего объяснения. Возможно, это связано с тем, что многие долинные ледники спускались в ингрессионные заливы и поэтому не могли сформировать конечноморенных гряд.

В южной суженной части Полярного Урала долинные ледники спу-скались до самого подножия как западного, так и восточного склонов хребта. Об этом свидетельствуют хорошо выраженные конечные и боковые морены, расположенные при выходе из троговых долин в 8—12 км от их истоков. Трoги несут яркие следы экзарационной деятельности ледников и характеризуются ступенчатым продольным профилем, наличием ригелей, подпруживающих переуглубленные озера (рис. 102). Поверхность ригелей большей частью разрушена морозным выветриванием и представляет собой хаотическое нагромождение огромных каменных



Рис. 102. Троговые долины восточного склона массива Пай-Ер, Полярный Урал (Фото Л. С. Троицкого)

глыб. Днища многих трогов завалены скоплениями валунного материала, образующего моренные холмы и гряды. Поверхность хребта расчленяют многочисленные кары, в некоторых из них залегают современные ледники или глубокие озера. Следы карово-долинного оледенения очень свежи и слабо видоизменены последующими процессами. Это свидетельствует о том, что деятельность долинных и многих каровых ледников прекратилась в сравнительно недавнем геологическом прошлом.

Конечноморенные валы, расположенные при выходе из троговых долин массива Пай-Ер, достигают относительной высоты 40—50 м. Абсолютная высота этих валов как на западном, так и на восточном склонах хребта 400—450 м. На ручье Ван-Кур-Юган (бассейн Хароты) четко выраженная моренная гряда, перегораживающая долину, лежит на высоте 350—330 м. Обширный амфитеатр конечной морены замыкает на севере меридиональный отрезок троговой долины р. Соби при выходе ее в Собскую депрессию. Конечноморенные гряды поднимаются на противоположный берег р. Соби до абсолютной высоты 200—220 м.

Развитию долинных ледников здесь способствовало более высокое (на 300—400 м), чем на северной части Полярного Урала, расположение горного цоколя, а также сильное эрозионное расчленение высоких горных массивов, предшествовавшее оледенению. Глубокие долины рек и ручьев явились аккумуляторами зимних осадков, сдуваемых западными ветрами с платообразных вершин. Аккумуляция твердых осадков происходила, по-видимому, одновременно на значительном протяжении подветренных склонов долин, чему особенно благоприятствовала их меридиональная ориентировка. Даже теперь на крутых склонах долин восточной экспозиции залегают довольно крупные снежники, поднимающиеся нередко почти до самых их бровок. Разрастание присклоновых ледников привело к заполнению льдом тальвегов и образованию долинных ледников, спускавшихся вниз по уклону и производивших моделировку речных долин. В этот период начало долинным ледникам или их притокам давали полностью заполненные фирном кары. Во время трансгрессии многие долинные ледники восточного склона спускались

непосредственно в море, продуцируя айсберги. Описанные выше конечные морены фиксируют, по-видимому, одну из поздних стадий горно-долинного оледенения периода заключительной фазы плейстоценовой трансгрессии.

Основная закономерность древнего оледенения, отмеченная нами для северной расширенной части Полярного Урала, сохранялась и на Приполярном Урале. Оледенение здесь также было ограничено западной половиной хребта, к которой приурочено распространение каров и горовых долин с конечноморенными грядами, ригелями и участками холмисто-моренного рельефа. Оно имело в основном горно-долинный характер. В среднегорной и увалистой полосе восточного склона Приполярного Урала ледниковые формы рельефа не наблюдались [105]. Наиболее отчетливо выраженные конечноморенные гряды в долинах рек Лимбеко-Ю, Балбан-Ю, Народы находятся, по данным Л. Д. Долгушина [104, 109], соответственно в 27, 22 и 19 км от их истоков, спускаясь до высоты 500—600 м. Можно предположить, что указанные морены фиксируют одну из поздних стадий горно-долинного оледенения заключительной фазы плейстоценовой трансгрессии. Следы более ранней стадии горного оледенения, встречаемые ниже указанных морен, выражены менее отчетливо и требуют дальнейшего изучения. Горно-долинные ледники на западном склоне Приполярного Урала, по-видимому, не достигали морского побережья и оканчивались в горах. В период холодной фазы плейстоценовой трансгрессии на наиболее высоких горных массивах западной половины Приполярного и Полярного Урала можно предположить развитие оледенения сетчатого типа, местами перекрывавшего плоские водоразделы.

На Северном Урале следы горно-долинного и карового оледенения наиболее четко выражены в Тельпосском хребте. Хорошо развитые кары отмечены до 63° с. ш. [58]. По мере движения к югу следы ледниковой деятельности быстро затухают. К югу от 63° с. ш. они встречаются лишь на наивысших массивах в виде разрозненных, слабо выраженных, зачаточных каров и вместилищ снежников. Последним южным пунктом, где еще отмечаются незначительные признаки ледниково-нивалльных форм, является массив Конжаковского Камня (59°30' с. ш.) [41]. Можно считать, что оледенение на Северном Урале, даже в период наибольшего его развития, носило исключительно горно-долинный и каровый характер. В связи с этим целесообразно говорить не о южной границе максимального оледенения на Урале, проводимой различными авторами в интервале от 57 до 62° с. ш., а о южном пределе распространения каровых ледников.

Об этапах развития древнего оледенения на Урале в период плейстоценовой полярной трансгрессии на основании имеющихся материалов можно сделать пока лишь самые общие выводы. Выделение стадий оледенения в горах и их датировка в настоящее время не могут быть проведены в полной мере. Это связано прежде всего с отсутствием согласованной схемы расчленения толщи четвертичных отложений для Печорской и Западно-Сибирской низменностей. Как было показано выше, еще имеются существенные разногласия в представлениях о границах трансгрессии, условиях седиментации и возрасте различных горизонтов морских осадков, палеогеографических условиях в различные эпохи трансгрессии и как следствие всего этого весьма различные мнения о количестве оледенений в горах Урала (от одного до четырех), причинах оледенений и т. п. В данной работе не ставилась цель подробного разбора существующих стратиграфических схем и взглядов на палеогеографию плейстоцена Западно-Сибирской и Печорской низменностей и Урала. Это потребовало бы критического рассмотрения многочисленных материалов, что здесь не представляется возможным.

Для удовлетворительного решения проблемы периодизации древнего оледенения Урала необходима прежде всего детальная разработка местных стратиграфических схем четвертичных отложений Печорской и Западно-Сибирской низменностей и восстановление на их основе палеогеографических условий в различные эпохи трансгрессии. При этом важнейшее значение имеет: установление перерывов в морской толще, указывающих на чередования трансгрессий и регрессий моря и изменения соотношений площади суши и морских бассейнов; изучение гидродинамического и термического режима морских бассейнов, характеризующегося определенным составом микро- и макрофауны и микрофлоры; всесторонний анализ пыльцевых спектров в разрезах морской толщи, отображающих характер растительных ассоциаций на прилегающих к морю территориях. Большое значение имеет определение абсолютного возраста различных горизонтов морских отложений и их корреляция с четвертичными отложениями в горах Урала. Только при этих условиях, учитывая одновременно все особенности процессов, формирующих современное уральское оледенение, можно будет воссоздать достаточно полную картину развития оледенения на Урале в плейстоцене. Однако для этого необходимо проведение дальнейших исследований.

Имеющиеся материалы по фауне морских моллюсков, диатомовых, а также данные спорово-пыльцевого анализа четвертичных отложений Печорской и Западно-Сибирской низменностей свидетельствуют о том, что в различные эпохи длительной плейстоценовой трансгрессии термический режим окружающих Урал морских бассейнов менялся. Это было обусловлено прежде всего колебательными тектоническими движениями, вызывавшими свobodный или затрудненный обмен водных масс с океаном, изменение направления теплых и холодных течений, очертаний береговых линий, что не могло не сказаться на размерах оледенения в горах Урала и, возможно, приводило к полному его исчезновению, а затем новому разрастанию. Не ставя здесь задачи последовательного выявления всех этапов развития оледенения на Урале, покажем лишь, к каким последствиям для оледенения приводило возникновение той или иной климатической обстановки в различные эпохи плейстоценовой трансгрессии.

Начальная фаза полярной плейстоценовой трансгрессии (ямальская) характеризуется в общем преобладанием достаточно холодных условий, близких к современному на южных берегах Баренцова и Карского морей. На это указывает холодноводный состав морских моллюсков и диатомовых в нижней толще морских осадков, распространенных в районах, прилегающих к Полярному Уралу [72, 179, 184, 185]. Пыльцевые спектры свидетельствуют о существовании на побережье в период накопления этой толщи тундровой и лесотундровой растительности [93, 185, 248]. Как показали приведенные выше расчеты, оледенение на Урале даже в наиболее холодную фазу плейстоценовой трансгрессии имело в основном горно-долинный характер и ограничивалось западной половиной расширенных участков хребта. Только в узкой южной части Полярного Урала ледники восточного склона спускались непосредственно в море и продуцировали айсберги.

В эпоху бореальной (казанцевской) фазы плейстоценовой трансгрессии по характеру морской фауны устанавливается широкое распространение теплых атлантических вод до района Таймырского полуострова. В Урало-Тиманском и Западно-Сибирском бассейнах в этот период обитали многочисленные бореальные виды, распространенные сейчас только в пределах незамерзающих вод Мурмана, побережья Норвегии и Северного моря и даже бореально-лузитанские формы, встречаемые ныне у берегов Англии и Франции. Граница бореальной зоогеографи-

ческой области сдвинулись к востоку более чем на 1500 км [177, 179]. Значительное потепление в период бореальной фазы трансгрессии подтверждается также данными и спорово-пыльцевого анализа [79, 90]. Пыльцевые спектры указывают на существование в районах восточного побережья Полярного Урала таежной растительности. По-видимому, площадь незамерзающего моря в зоне действия теплых атлантических течений охватывала всю восточную часть Баренцова и южную часть Карского морей. Такие изменения могли быть вызваны только увеличением интенсивности и протяженности теплового Нордкапского течения.

Теплолюбивые бореальные виды морской фауны в этот период были широко распространены в районах низовий Печоры и проливах Пай-Хоя. В юго-восточной части Большеземельской тундры (Воркутинский район) количество теплолюбивых видов заметно уменьшается [98, 177], что связано, по-видимому, с ослаблением влияния теплых течений вблизи побережий Полярного Урала вследствие наличия здесь островов, опреснением морских вод и вероятным их сезонным замерзанием. По приближенным расчетам, средние летние температуры в северной части Полярного Урала в этот период повышались по сравнению с предшествующей холодной фазой трансгрессии на 3—4°, что в общем было близко к современным температурным условиям теплого сезона и обеспечивало высокие величины абляции. С другой стороны, нельзя не предположить некоторого увеличения количества осадков в горах в зимнее время, обусловленное усилением циклональной деятельности вдоль значительно удлинившейся к востоку Исландско-Карской ложбины низкого давления. Оледенение на Урале в период бореальной фазы плестойценовой трансгрессии существенно сокращалось по сравнению с предыдущей холодной фазой трансгрессии (ямальской), но, по-видимому, не исчезало совсем, сохраняясь в виде каровых и карово-долинных ледников.

Новое значительное похолодание отмечается в период отложения верхних горизонтов морских осадков — зырянской свиты и ее аналогов. На это указывает холодноводный характер морской фауны, а также тундровые и лесотундровые пыльцевые спектры [79, 179, 182, 185]. Похолодание было, по-видимому, вызвано существенным сокращением зоны действия теплых атлантических течений вследствие происшедших поднятий. Урало-Тиманское и Западно-Сибирское моря сильно регрессировали и представляли собой ряд обмелевших бассейнов, слабо сообщавшихся с океаном. Однако охлаждающее влияние этих бассейнов было значительным и вызвало новое разрастание горно-долинного оледенения на Урале. Климатические условия были близкими с эпохой ямальской трансгрессии, а возможно, и несколько более суровыми. В северной части Полярного Урала ледники западного склона спускались в ингрессионные заливы и продуцировали айсберги, садившиеся на мели и таявшие. Именно к этому времени относится накопление крупновалунного материала и формирование полосы холмисто-грядового аккумулятивного рельефа вдоль западного подножия Полярного Урала. В восточной половине северной части хребта ледники отсутствовали. Значительное развитие получили ледники восточного склона южной суженной части Полярного Урала, спускавшиеся в море и сформировавшие в заключительную фазу трансгрессии мощные кончюморенные комплексы при выходе из троговых долин. К этому времени, вероятно, относится образование Собского моренного амфитеатра, моренных гряд у подножья массива Пай-Ер. Обогащение зырянских отложений валунным материалом на предгорных низинах происходило также за счет абразии мелеющего морского бассейна и в результате переноса валунов морскими припайными и речными льдами. В это же время сформировались моренные гряды в троговых долинах западной зоны Приполярного Урала.

Со времени регрессии Полярного бассейна начинается континентальный этап в развитии уральского оледенения. Увеличение площади суши до современных ее пределов или даже несколько далее к северу обусловили усиление континентальности климата, повышение летних температур, что привело к значительному сокращению горно-долинного оледенения. В континентальных условиях развивались только каровые и карово-долинные ледники.

Палеогеографические условия континентального периода на севере Печорской и Западно-Сибирской низменностей представляются пока в весьма схематизированном виде. Изучение пыльцевых спектров и диатомовых в террасовых отложениях крупных рек указывает на имевшие место эпохи потепления и похолодания. Так, в период формирования второй надпойменной террасы в низовьях р. Оби, относимой к каргинскому времени, отмечается некоторое потепление климата по сравнению с современной эпохой [79, 255]. Во время отложения аллювия первой надпойменной террасы большинство исследователей, напротив, указывает на некоторое похолодание, синхронизируемое обычно с горно-долинным сарта́нским оледенением [255]. Однако выделение эпох потепления и похолодания, основанное на процентном соотношении пыльцы древесной и тундровой растительности в террасовых отложениях, не дает достаточных критериев для количественной оценки изменений климата (температуры, осадков). К тому же большинство исследованных образцов взято из террасовых комплексов р. Оби, что не исключает водного заноса пыльцы из более южных районов.

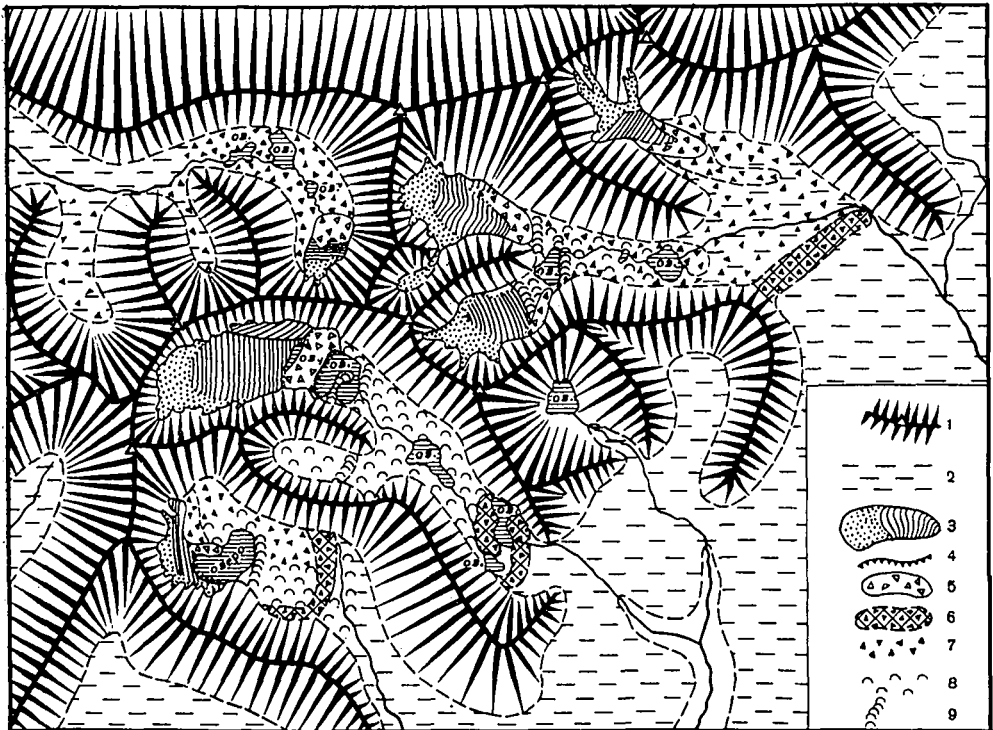


Рис. 103. Схематическая карта современного и позднелепистоценового оледенения хребта Оче-Нырда на Полярном Урале.

1 — гребни хребтов, каров и крутые склоны с отдельными выдающимися вершинами, 2 — плоские днища долин, 3 — граница ледника, площади фирна и линии огив, 4 — обрывы края ледника, 5 — современные моренные валы с ледяными ядрами, 6 — позднелепистоценовые и голоценовые моренные валы, 7 — моренные отложения, 8 — сглаженные ледниковые выступы коренных пород, 9 — ригели



Рис. 104. Древний моренный вал у юго-восточного подножия хребта Оче-Нырды (Фото Л. С. Троицкого)

В общем палеофитологический материал свидетельствует о существовании в период формирования террасовых комплексов низовий р. Оби и ее притоков северо-таежных или лесотундровых ландшафтов, т. е. довольно близких к современным, и о некоторых смещениях границ этих подзон. В связи с этим представление о мощном горно-долинном сартанском оледенении Урала, соответствовавшем времени формирования первой надпойменной террасы р. Оби, не может быть принято, так как для такого оледенения необходимо было более значительное похолодание, чем то, которое устанавливается в результате изучения отложений террасовых комплексов крупных рек. Последнее же горно-долинное оледенение на Урале развивалось, как уже указывалось, в период завершающей фазы плестойценовой трансгрессии (зырянской).

В каргинское время оледенение на Урале сильно сокращалось, не превышая, по-видимому, размеров современного. В последующую, более прохладную эпоху (сартанскую) оледенение увеличивалось до размеров карово-долинного. Именно в это время начали формироваться древние конечноморенные валы, отстоящие от концов современных ледников на 2—5 км (ледники МГГ и МИИГАиК, Долгушина, Берга, Обручева и др.) (рис. 103, 104). Исходя из объема моренного материала в древних моренных грядах, мореносодержания льда и периода оборота вещества в современных ледниках, с учетом возможных их размеров и скорости движения в прошлом, было подсчитано, что для образования первых древних моренных валов необходимо время порядка нескольких тысячелетий (для морены перед ледником Обручева 5—7 тыс. лет). Как будет показано ниже, в последующую голоценовую эпоху, ледники хотя и достигали пределов первого древнего моренного вала, однако общая продолжительность такого их состояния не превышала 1,5—2 тыс. лет. Следовательно, формирование первых древних морен происходило в основном в сартанскую эпоху.

Совершенно очевидно, что более подробная реставрация этапов оледенения Урала в верхнеплейстоценовую эпоху требует проведения дальнейших исследований. При этом важнейшее значение имеет определение абсолютного возраста террасовых отложений и их более точная корреляция с ледниковыми отложениями в горах.

2. ГОЛОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Многочисленные палеоботанические материалы, полученные в результате изучения торфяников в тундровой и лесотундровой зонах Печорской и Западно-Сибирской низменностей, позволяют в основных чертах восстановить палеогеографические условия голоцена рассматриваемых районов и сделать выводы о возможной динамике оледенения в горах Урала. К сожалению, в изучаемых районах до сих пор отсутствуют радиоуглеродные датировки абсолютного возраста различных горизонтов торфяников и подстилающих их отложений, что сильно затрудняет проведение местных сопоставлений и увязку климатических изменений с более отдаленными районами, где такие датировки имеются. Особенно слабо изучена история древнего и раннего голоцена (деление голоцена по М. И. Нейштадту [217]).

В районах нижней Оби спорово-пыльцевые спектры нижних слоев торфа и подстилающих их отложений, относящихся к началу голоцена, указывают на формирование этих осадков в условиях елово-лиственничной лесотундры [79, 143]. В восточной части Большеземельской тундры (Воркутинский район) состав растительности в нижних горизонтах торфа и в подстилающих торфяники озерных суглинках свидетельствует о чередовании холодных и теплых фаз в развитии растительности [238]. Выделяются нижняя и верхняя холодные фазы, характеризующиеся распространением в это время тундровых ландшафтов с преобладанием кустарниковой березы, и средняя, более теплая фаза с преобладанием редкостойких хвойных лесов и березового редколесья.

Характер растительности в период отложения нижних слоев торфа свидетельствует о том, что даже в холодные фазы климатические условия были в общем близки к современным (кустарниковая тундра и лесотундра), а в среднюю фазу — даже несколько более теплыми. В связи с этим можно считать, что уральские ледники в эпоху раннего голоцена то наступали, то отступали, не выходя, однако, за пределы первой древней морены, формирование которой, как было показано выше, началось еще в сартанское время. Холодные фазы древнего и раннего голоцена условно можно сопоставить, по-видимому, со временем нижнего и верхнего дриаса северо-западной Европы, а разделяемую их теплую фазу — со временем аллередского потепления, или «нижнего максимума ели». В аллередскую фазу ледники Урала сильно сокращались в размерах, а многие, вероятно, исчезали полностью.

В среднем голоцене все исследователи отмечают значительное потепление климата, вызвавшее в наших районах распространение древесной растительности намного дальше к северу, чем в настоящее время. Этот факт был установлен на основании нахождения в торфяниках тундры далеко за пределами современной полярной границы леса остатков древесных пород — пней, стволов, коры, хвои, семян [15, 16, 77, 79, 143, 243, 275, 280, 281 и др.]. В этот период климатического оптимума граница леса перемещалась к северу на 250—300 км, а местами до 400 км, достигая в ряде районов побережья Ледовитого океана. О значительном потеплении климата говорит также само образование мощных торфяников, так как в современную эпоху торфообразование ослаблено и мощность торфяников в тундре не превышает 20—40 см. Мощность же реликтовых торфяников достигает в тундре 2 м, а в лесотундре — 4—6 м [79, 124, 142, 143]. Поверхностные торфяники мощностью до 2—3 м с захороненными стволами березы толщиной в 10—12 см были встречены нами на западном берегу Байдарацкой губы в 20 км севернее р. Байдараты. В этих же торфяниках А. В. Хабаковым найдена пыльца пихты, кедра, березы и сосны, произрастающих в настоящее

время в нескольких стах километрах южнее. По данным Н. Я. Каца [143], основная толща торфяников образовалась в период климатического оптимума, когда лесная растительность занимала районы современной тундры.

На основании изучения скорости нарастания торфяников на севере Западно-Сибирской низменности Н. Я. Кац и С. В. Кац [142] установили возраст всей толщи торфа в 7000—8000 лет, что довольно близко к радиоуглеродным датировкам начала климатического оптимума голоцена для северо-западной Европы (9000 лет — вторая половина бореального периода Блитта — Сернандера), а также на северо-востоке СССР [180] и на Земле Франца-Иосифа [92]. Можно считать, что период климатического оптимума в наших районах, по-видимому, соответствует суббореальному, атлантическому и частично бореальному времени по схеме Блитта — Сернандера (от 2500 до 8000—9000 лет назад), или среднему голоцену по М. И. Нейштадту [217, 218].

Определяя сдвиги границ бореальных растений от современных их ареалов к северу в период климатического оптимума, Н. Я. Кац [142, 143] устанавливает общее смещение растительных зон в низовьях Оби на 3,5—4° по широте, что соответствует повышению средней летней температуры (июнь — август) на 3—4°. Для Большеземельной тундры это смещение определяется в 250—300 км [16, 243], что при широтном среднелетнем температурном градиенте около 1° на 100 км указывает на повышение температуры вегетационного периода на 2—2,5° выше современной. Если принять повышение летней температуры в северных районах Урала на 2—3°, то увеличение суммарной абляции составит 1500—2000 мм. Но, кроме того, можно предполагать и некоторое уменьшение зимних осадков. О вероятном уменьшении снегонакопления на Полярном Урале в период климатического оптимума свидетельствуют, в частности, находение нами многочисленных остатков стволов березы толщиной до 20—25 см в толще торфяников, расположенных в долинах приводораздельной зоны хребта на абсолютных высотах 200—250 м (район озера М. Хадата). В настоящее время древесная растительность в долинах приводораздельной зоны хребта не произрастает вследствие большого снегонакопления (до 800—1000 мм), сильно сокращающего вегетационный период (на 3—4 недели) по сравнению с более восточными участками хребта, где появляются лесные участки.

Причины возникновения голоценового климатического оптимума окончательно не установлены. Ряд исследователей связывает потепление и продвижение лесной растительности к северу в среднем голоцене с регрессией моря и осушением некоторой части полярного шельфа, что привело к усилению континентальности климата, выразившемуся в повышении летних температур и уменьшении количества зимних осадков [88, 89, 237, 270 и др.]. Действительно, увеличение площади суши должно было сдвинуть зону летней трансформации арктических воздушных масс к северу и ослабить их влияние на территорию современной тундры, что обусловило повышение здесь летних температур, продвижение леса к северу и сокращение оледенения на Урале. Однако аналогичный эффект мог быть вызван уменьшением ледовитости арктических морей и сдвигом к северу Исландско-карской ложбины низкого давления и преобладающих траекторий движения циклонов. Последнее обстоятельство должно было привести к усилению восточной циркуляции и, как следствие, повышению в тундровой зоне летних температур и уменьшению количества зимних осадков.

Большинство ледников Урала в период климатического оптимума, по-видимому, исчезло полностью, и лишь некоторые каровые ледники, сильно сократившись в размерах, продолжали существовать у стенок в тыловой части каров.

Обобщение многочисленных материалов по динамике растительности крайнего Севера, а также анализ спорово-пыльцевых спектров верхнего горизонта торфяников позволили В. Н. Андрееву [15, 16] прийти к выводу, что сразу же после климатического оптимума началось похолодание, обусловившее продвижение тундровой растительности на юг, распространившееся на 100—150 км южнее современной границы тундры. К этому периоду похолодания и, вероятно, некоторого увлажнения климата относится возникновение современного карового оледенения Урала, что согласуется с выводами С. В. Калесника [133], С. Г. Боча [42] и Л. Д. Долгушина [104]. Похолодание на Урале совпало, по-видимому, с похолоданием климата в Европе в начале субатлантической эпохи, датируемой от середины первого тысячелетия до нашей эры до III—IV веков нашей эры [330]. К этому периоду относится также значительное продвижение ледников в Альпах (стадия эгессен), на Кавказе (историческая стадия) [298], образование ледников в Скандинавии [14] и наступание ледников в Арктике [92].

Понижение средних температур воздуха на Урале в наиболее холодную фазу позднего голоцена, фиксируемое отмеченным смещением зоны тундры к югу, составляло, по-видимому, не менее 1—1,5°. Это обеспечило некоторое увеличение площади оледенения Урала по сравнению с современной: ледниками были заполнены почти все кары, значительно увеличилось число присклоновых ледников, длина наибольших ледников достигала 3—4 км. Многие каровые и карово-долинные ледники продвинулись в это время до первых древних конечных морен, формирование которых началось, как уже указывалось выше, в позднеплейстоценовую эпоху. Во время продвижения ледников древние конечноморенные валы были существенно подновлены и получили современные размеры (см. рис. 103 и 104).

Последующая эпоха позднего голоцена, относящаяся уже к нашей эре, характеризуется некоторым потеплением и новым продвижением границы леса к северу до ее современных пределов. Потепление климата привело к сокращению уральских ледников до размеров, близких к современным. Ледники отступили от первого древнего конечноморенного вала, которого они в последующие годы уже не достигали. Между этими древними валами и концами современных ледников всюду наблюдаются относительно свежие следы пребывания ледников (см. гл. I, III). В ряде случаев здесь можно выделить от одной до трех небольших стадийальных морен, свидетельствующих о непродолжительном стационаровании ледников на фоне общего их отступления (ледники МГГ, МИИГАиК, Долгушина, Берга, Собский, Пайерский и др.). Можно предполагать, что это отступление уральских ледников совпало с началом относительно теплого и засушливого периода в Европе, продолжавшегося в течение большей части первого тысячелетия нашей эры. Для этого периода характерно отступление горного оледенения в Альпах, на Кавказе (архызский перерыв) [297, 298], Земле Франца-Иосифа [92], уменьшение ледовитости Северной Атлантики и Арктики [330], понижение уровня Каспия [18], усыхание озер и торфяников [24, 30 и др.]. В этот период, именуемый нередко «вторым климатическим оптимумом», ледники Урала, по-видимому, были даже несколько менее развиты, чем в настоящее время, а некоторые из них исчезали совсем.

Формирование уральских ледников в их современных размерах, точнее в границах современных морен с ледяными ядрами, происходило на протяжении большей части текущего тысячелетия, в течение которого ледники существовали непрерывно, испытывая колебания в зависимости от многолетних изменений в соотношении аккумуляции и абляции. Как было показано в гл. VII, еще в XIX в. преобладало положи-

тельное сальдо вещественного баланса ледников Урала, и, следовательно, ледники испытывали увеличение своей массы. Период полного оборота вещества ледников, определенный по числу огив и средним скоростям движения льда, составляет для крупных ледников Урала 400—450 лет, а для ледников средних размеров — 250—300 лет. Таким образом, формирование данной массы льда в ледниках происходило, начиная с XVI—XVII вв., хотя сами ледники существовали в течение всего позднего голоцена. Как известно, период XIII—XIX вв. характеризуется для Европы некоторым похолоданием и повышенной увлажненностью по сравнению с предыдущим тысячелетием [298, 330, 331]. В этот период наблюдалось значительное увеличение снежности зим в Европе, а также ледовитости Северной Атлантики и Арктики, которая достигла в XVI—XVIII вв. состояния максимального в нашей эре; отмечались случаи замерзания всей поверхности Балтийского моря [32]. Эти причины обусловили наступание ледников в Альпах (стадия фернау), Исландии, Скандинавии, на Кавказе и в других районах, особенно проявившееся в XVI—XIX вв. Имеются данные о существовании в это время каровых ледников в Хибинах [298]. В этот период, получивший название «малого ледникового века», ледники Урала, по-видимому, также увеличивали свою массу, достигнув к середине XIX в. размеров, ограниченных внешним контуром современного моренного вала. Значительно большим было и количество каровых и присклоновых ледников, а также многолетних снежников, распространявшихся много южнее современной их границы. П. И. Рычков [252] указывает на наличие «вечных снегов» (скорее крупных многолетних снежников) на Иремеле, Яман-Тау, Зигальге (Южный Урал). Начиная с конца 80-х годов прошлого столетия уральские ледники вновь вступили в фазу интенсивной деградации.

Таким образом, на протяжении голоцена ледники Урала испытывали неоднократные колебания, то сильно сокращаясь и даже исчезая полностью, то вновь разрастаясь до размеров карово-долинных. Однако максимальные их размеры не превышали 2—5 км, ледники не выходили за пределы первого древнего конечноморенного вала, формирование которого началось еще в позднплейстоценовое время. Интересно отметить, что размеры колебаний уральских ледников в голоцене соответствуют голоценовым колебаниям ледников в Скандинавии [14], Исландии, Северо-восточной Гренландии, на Ян-Майене, Новой Земле и Земле Франца-Иосифа [92]. В этих районах всюду наблюдаются две морены — древняя (голоценовая) и современная, непосредственно связанная с краем ледника, удаленные одна от другой на расстояние от одного до нескольких километров. Причем за пределами голоценовой морены других моренных валов не наблюдается совсем или, если они и имеются, то удалены на значительные расстояния и являются уже плейстоценовыми. Еще меньшие колебания в голоцене претерпели, по-видимому, ледники хребтов Кодар [240] и Сунтар-Хаята [158], которые имеют только одну современную морену, непосредственно примыкающую к краю ледника, а более древняя морена (плейстоценовая) расположена в 15—20 км вниз по долине.

Таким образом, в средне- и низкогорных районах Евразии, к которым относится и Урал, значительных колебаний ледников в голоцене не наблюдалось. В то же время в высокогорных районах Альп, Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Алтая известно шесть — восемь голоценовых морен, общий перепад высот между которыми превышает 1 км. Этот факт, по-видимому, можно объяснить размерами, а также особенностями питания и движения ледников высокогорий, где даже относительно небольшие изменения климата приводят к значительным колебаниям ледников.

3. ЭВОЛЮЦИЯ СОВРЕМЕННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Все исследователи, занимавшиеся изучением ледников Урала, отмечали происходящую в современный период деградацию уральского оледенения [11, 38, 104, 106 и др.]. Однако эти выводы, основывавшиеся исключительно на морфологических признаках, давали представление лишь о суммарной величине деградации за весь ее период. Гляциологические исследования Полярно-Уральской экспедиции позволили также ответить на вопрос об интенсивности изменения пространственного состояния ледников. Эти исследования проводились путем непосредственного измерения вещественного баланса ледников, сопоставления аэроснимков ледников и составленных по ним планов за разные годы, а также на основании изучения морфологических особенностей ледников.

Как было показано в гл. VII, сальдо вещественного баланса подавляющего большинства каровых ледников Полярного Урала в 1958—1963 гг. было отрицательным. Лишь незначительное число небольших каровых ледников в 1959, 1960 и 1962 гг. имело положительный баланс вещества (ледники Кулика, Баклунда, Лепехина и др.). Существенно иная картина наблюдалась на присклоновых ледниках. Только в 1958 г. сальдо вещественного баланса многих присклоновых ледников было отрицательным. В остальные годы (1959—1963) сальдо баланса большинства присклоновых ледников было положительным. Это указывает на то, что присклоновые ледники в современную эпоху находятся в более благоприятных условиях существования, чем каровые ледники.

Реставрация составляющих вещественного баланса по установленным связям между суммарным снегонакоплением и абляцией и суммами зимних и летних температур с 1818 г. показала, что начиная с 80-х годов прошлого столетия резко преобладало отрицательное сальдо баланса каровых ледников, что и обусловило их интенсивную деградацию в последние десятилетия (см. гл. VII).

Деградация ледников выражается как в сокращении их площадей, так и в уменьшении толщины ледников. Сокращение площади ледников происходит прежде всего вследствие отступления их края. Степень деградации уральских ледников в настоящий период весьма различна. Многие ледники, сильно уменьшившись в толщине, продолжают, однако, занимать весь кар или большую его часть. Многие ледники отступили настолько, что освободили часть своего переуглубленного ложа, занятого теперь каровым озером. От некоторых ледников остались лишь неширокие полосы льда, протягивающиеся вдоль тыловых стенок кара. Во многих карах ледники исчезли совсем, оставив глубокие каровые озера и нагромождения морен.

Для выявления интенсивности деградации ледников было проведено сопоставление аэроснимков за 1947, 1953, 1958 и 1960 гг., а также составленных по ним в стереофотограмметрической лаборатории Института географии АН СССР планов ряда ледников. В результате была выявлена большая неравномерность в изменении пространственного состояния ледников за период, охваченный аэрофотосъемками. Установлено, что интенсивность деградации каровых ледников сильно зависит от степени их деградации и формы края ледника [287, 289] (рис. 105).

Каровые ледники, концевые части которых обрамлены мощными боковыми и конечными моренами, за рассматриваемый период не испытали существенного сокращения площади (ледники ИГАН, Берга, Маркова, Калесника и др.). Их деградация происходила в основном за счет снижения поверхности языковой части, что привело к увеличению высоты моренных валов, расширению предморенных депрессий на языке ледника, увеличению загрязненности их поверхности вслед-

ствии вытаивания внутренней морены. Так, в результате обработки материалов аэросъемки за 1953 и 1958 гг. установлено снижение поверхности различных участков ледника ИГАН за этот период от 3 до 12 м [318] (см. рис. 99). В то же время конец карово-долинной части ледника, покрытый мощным чехлом морены, практически не изменил своего положения (рис. 105, а). Отступление концов ледников, перекрытых толщей морены, происходит очень медленно, в основном в результате эрозионной деятельности вытекающих из-под них ледниковых ручьев. Значительно медленнее, чем на открытых участках ледника, понижается также их поверхность, постепенно разрушаемая термокарстовыми процессами и подледниковыми ручьями.

На следующей стадии деградации, характеризующейся отрывом конца ледника или его части от конечноморенного вала, отступление ледника, особенно если язык покрыт маломощной мореной и выклинивается к днищу кара, происходит значительно быстрее (ледники Обручева, Анучина, МИИГАиК и др.) (рис. 105, б). За период с 1953 по 1960 г. открытый конец ледника Обручева отступил на 50—55 м, а в течение лета 1963 г. — на 12 м (табл. 63). Одновременно его поверхность понизилась в языковой части до 12 м, а в центральной и фирновой области — от 3 до 7 м.

Наибольшая скорость отступления наблюдается у ледников, обрывающихся своими концами в глубокие каровые озера, т. е. находящихся на заключительной стадии деградации (см. табл. 63). Это происходит под действием термической абразии озерной воды, приводящей к откалыванию и падению огромных блоков льда в озеро [ледники Долгушина (рис. 105, в), Боча (рис. 105, г), Чернова, Шумского, Пайерский и др.]. Для ледников, поверхность которых возвышается над озером незначительно, сильное разрушающее действие оказывает также выталкивающая сила воды, способствующая откалыванию крупных ледяных блоков и образованию интенсивно тающих «айсбергов» (рис. 105, д). Процесс деградации таких ледников описан в гл. VII. Край ледника Чернова, обрывающийся 10-метровой стеной в озеро, за период с 1953 по 1960 г. отступил на разных участках от 80 до 170 м, а его поверхность в языковой части понизилась на 15—17 м. Однако в ряде случаев даже для ледников, спускающихся в каровые озера, наблюдается стационарное положение их края. Так, ледник Ковальского, языковая часть которого едва возвышается над уровнем озера и продуцирует «айсберги», отступил в 1947 по 1953 г. на 70—80 м, а с 1953 г. по 1960 г. он даже продвинулся вперед на 20—25 м. Это указывает на то, что разгрузка ледника за счет откалывания «айсбергов» и таяния его края компенсировалась в последние годы поступлением массы льда из фирнового бассейна.

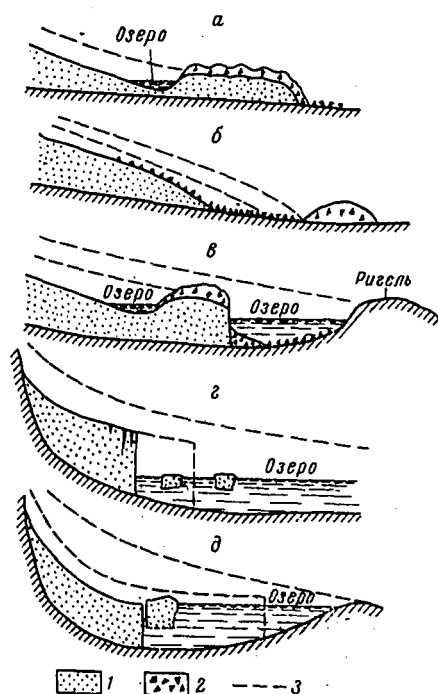


Рис. 105. Основные формы деградации ледников Урала
1 — ледник, 2 — морена, 3 — прежний уровень поверхности ледника

Особенно интенсивно деградируют, исчезая буквально на глазах, небольшие каро-висячие ледники. Например, ледник Станционный, который еще в 1953 г. был единым и достаточно мощным ледником, к 1958 г. сильно сократился в размерах и распался на две примерно одинаковые по площади части. К концу периода абляции 1960 г. вид ледника стал просто неузнаваемым. Крутая висячая часть его распалась на отдельные небольшие участки, на остальной площади обнажились сглаженные льдом скалы. За период с 1953 по 1963 гг. площадь ледника непрерывно уменьшалась: в 1953 г. она составляла $0,110 \text{ км}^2$, в 1958 г. — $0,083 \text{ км}^2$, в 1960 г. — $0,06 \text{ км}^2$ и в 1963 г. — $0,04 \text{ км}^2$. Площадь карово-

Таблица 63

Величины отступления края ледников Полярного Урала в период с 1947 по 1960 г.

Ледник	Длина ледника, м	Отступление края ледника, м			Форма края ледника
		1947—1958 гг.	1953—1958 гг.	1953—1960 гг.	
Обручева	1050	—	—	50—55	Выклинивается к днищу кара
ИГАН (присклоновая часть)	600	—	от 40 до 80	—	То же
Усинский	450	—	40—50	—	> >
МГУ	2200	—	60—70	—	> >
Чернова	630	—	—	от 80 до 170	Обрывается в глубокое озеро
Ковальского	320	70—80	—	0	То же
Боча	300	60—70	—	—	> >
Долгушина	1400	50—70	—	—	> >
Шумского	570	—	—	40	Обрывается в неглубокое озеро
Карский (присклоновая часть)	320	180	60—70	—	То же

висячей (южной) части ледника Медвежьего с 1953 по 1963 г. уменьшилась почти вдвое.

Начиная с конца прошлого столетия, поверхность многих каровых ледников понизилась в среднем на 20—30 м, а в языковой части — на 40—50 м. Об этом свидетельствуют высокие (до 40—50 м) боковые и конечные моренные валы с ледяными ядрами, окаймляющие языковые части ледников, полосы «отмывки» на стенах каров на высоте до 50 м, фиксирующие недавнее положение поверхности ледников, отрыв концов ледников от конечноморенных валов, образование широких предморенных депрессий на концах языков с наледниковыми озерами, высокие (до 25 м) конусы деградации в области абляции (ледники Манси, Хабакова) и ряд других признаков. Во многих карах ледники исчезли совсем, о чем свидетельствует исключительная свежесть этих каров, большая крутизна днищ каровых озер у берегов, наличие в ряде каров засыпанного мореной остаточного глетчерного льда. В связи с этим следует подчеркнуть, что многие кары, лишенные в настоящее время ледников и часто именуемые древними, на самом деле освободились от ледников лишь в последние десятилетия. Несомненно, что на Урале существуют и более древние кары, которые не были заняты ледниками, со второй половины позднего голоцена и ряд полуразрушенных каров с еще более раннего времени.

При сохранении в ближайшие десятилетия климатических условий, подобных современным, многие каровые ледники значительно сократятся в размерах. Изучение прихода и расхода вещества показывает, что,

например, карово-долинная часть ледника ИГАН и ледник Обручева сократятся по длине почти вдвое, прежде чем примут стационарный режим. Многие ледники уменьшатся в размерах в 2—3 раза, а от некоторых останутся лишь небольшие полузасыпанные мореной ледяные конусы, прислоненные к стенкам кара. Ряд ледников, как, например, Боча, Станционный, находящиеся в данное время в критических условиях существования, исчезнут совсем.

В то время как каровые ледники Урала испытывают в настоящее время интенсивную деградацию, большая часть присклоновых ледников, как показывает анализ аэроснимков, не изменили существенно площадных размеров и массы. Только у наиболее крупных присклоновых ледников, таких, как Б. Усинский и присклоновая (южная) часть ледника ИГАН, за период с 1953 по 1958 г. отмечено снижение поверхности льда от 5 до 12 м и отступление их края на 40—50 м (см. табл. 63). Сильной деградации подверглась также южная часть лощинного ледника Придорожного, в то время как его северная часть сохранила прежние размеры. Большинство же других присклоновых ледников Полярного Урала за указанный период практически не изменили своей площади и лишь испытывают незначительные колебания размеров от года к году. Более того, как уже было отмечено, сальдо вещественного баланса многих присклоновых ледников в последние несколько лет было положительным и, следовательно, можно говорить о некотором их наступании.

На фоне интенсивной деградации каровых ледников небольшие присклоновые ледники Урала в современных условиях обнаруживают исключительную устойчивость. Некоторые из этих ледников толщиной в 10—15 м имеют возраст не менее 70—100 лет (по подсчетам годичных слоев льда). За этот период в языковых частях каровых ледников стаяло от 40 до 60 м льда, а многие ледники исчезли полностью. Совершенно очевидно, что если бы присклоновые ледники в своем развитии подчинялись тем же закономерностям, что и каровые ледники, то они стаяли бы в первую очередь. На этих ледниках, находящихся в весьма благоприятных условиях метелевого питания, годы с отрицательным сальдо вещественного баланса чередуются с годами положительного баланса, что в среднем многолетнем обеспечивает их стационарный режим. Их размеры в основном обусловлены аэродинамикой ветрового потока, лимитирующего снегонакопление на подветренном склоне.

В современный период присклоновые ледники являются наиболее устойчивой формой оледенения на Урале. Можно думать, что даже при дальнейшем значительном сокращении карового оледенения многие присклоновые ледники будут существовать по-прежнему. Однако устойчивость присклоновых ледников следует понимать не абсолютно, а в эволюционном аспекте [288]. В одних случаях присклоновые ледники могут существовать довольно долго, в других, в силу дополнительных короткопериодических колебаний условий снегонакопления и таяния, исчезать и появляться вновь, в то время как сократившиеся или исчезнувшие каровые ледники в данных условиях уже больше не возникнут.

Основой для возникновения присклоновых ледников послужили снежники, сохранявшиеся в благоприятных условиях рельефа длительный период времени, в течение которого фирн путем инфильтрационного ужатия превратился в лед. Существование большого количества многолетних снежников объясняется прежде всего тем, что они сохраняются менее этого периода, время от времени стаявая целиком и возникая вновь. При длительном сохранении снежников (не менее 20—30 лет) многие из них, находящиеся в благоприятных условиях рельефа, превратились бы в присклоновые ледники.

Следует отметить большой диапазон климатических условий существования присклоновых ледников, которые распространены как вблизи

ледниковых покровов на арктических островах, так и при отсутствии таковых в северных районах Урала. В предельных условиях существования оледенения сохраняются, по-видимому, только присклоновые ледники и многолетние снежники, периодически стаивающие и возникающие вновь.

Некоторые исследователи считали уральские ледники «остаточными» или «реликтовыми» — наследием предыдущего карово-долинного оледенения [8, 11, 38, 42, 76, 227]. другие — «эмбриональными», т. е. юными, зародышевыми образованиями [62, 63, 133, 300]. Как правильно отметили П. А. Шумский [336] и Л. Д. Долгушин [104], поскольку уральские ледники являются молодыми позднеголоценовыми образованиями, в которых происходит нормальный обмен массы, то определение этих ледников как «реликтовых» или «эмбриональных» теряет всякий смысл. Это нормально развивающиеся современные ледники. Современное уральское оледенение следует рассматривать как фазу карового оледенения последних веков (XVII—XIX), испытывающего с конца прошлого столетия интенсивную деградацию, приведшую к общему сокращению ледников на Урале [289]. Можно предполагать, что в течение всего этого периода наряду с каровыми ледниками непрерывно существовали и многие присклоновые ледники. Учитывая относительную устойчивость присклоновых ледников, неправильно считать все присклоновые ледники эмбриональными. Часть этих ледников могла существовать очень долго, испытывая неоднократный обмен массы, другие же периодически стаивали и появлялись вновь вследствие изменений условий снегонакопления и таяния. Только последние, а также многолетние снежники и переходные формы от снежников к ледникам бесспорно можно отнести к эмбриональным образованиям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе различаются два аспекта изучения оледенения Урала — географический и геофизический. Рассмотрение оледенения в первом аспекте дало возможность на основании комплексных природных взаимосвязей установить основные закономерности распределения оледенения по территории, морфологические особенности различных типов ледников и их рельефообразующей деятельности, некоторые черты истории оледенения. Исследования в геофизическом аспекте позволили довольно детально изучить ряд свойств льда и снега, физических процессов, руководящих формированием и изменением снежного покрова, снежников и ледников, их взаимодействием с атмосферой.

Оледенение Урала представлено только малыми ледниками, снежниками и различными переходными формами от снежников к ледникам. Все ледники Урала лежат намного ниже зоны вечных снегов, которая в настоящее время на Урале отсутствует и высота которой определялась теоретически. Режим «малых форм» оледенения, как мы видели, весьма специфичен и существенно отличается от режима крупных горных ледников, что дает дополнительное основание считать «малые формы» оледенения самостоятельным и важным участием спектра оледенения Земли.

Закономерность распределения ледников Урала в основном определяется климатическими условиями в горах, которые резко отличаются от условий на окружающих низменностях, прежде всего условиями увлажнения, особенно в зимний период. Влажные воздушные массы, натекающие на горы с запада и юго-запада, на первых же нескольких десятках километров пути выделяют большое количество осадков. Этому способствует малая высота и толщина облачного слоя зимой, характерная вообще для высоких широт. В результате в западной части гор формируется зона высокого снегонакопления шириной 15—50 км. Водозапас в снежном покрове в пределах этой зоны составляет 600—800 мм против 100—200 мм на равнинах к востоку и западу от гор. В пределах этой зоны наблюдается также большая облачность и несколько более прохладное лето, т. е. уменьшение континентальности климата. Аналогичная ситуация очень четко выражена также в горах Скандинавии. Хотя по этому району мы и не располагаем данными маршрутных снегосъемок, но довольно густая сеть метеостанций позволяет и здесь выделить весьма узкую (30—40 км на широте Полярного круга) зону высокого увлажнения, к которой и приурочены все ледники Скандинавии.

Сопоставление района распространения ледников Урала со средними площадными гидрометеорологическими характеристиками показывает, что ледники четко маркируют зону высокой снежности и высокой водности рек (30—40 л/сек·км²) с преобладанием в общем талого стока, заметным увеличением облачности, снижением сумм радиационного

баланса и некоторыми другими гидрометеорологическими характеристиками. Зона распространения ледников совпадает с зоной альпийского типа рельефа и заметного усиления интенсивности рельефообразующих процессов, а также значительных изменений в характере почвенно-растительного покрова. Таким образом, ледники Урала являются продуктом и ярким индикатором высокой снежности и водности районов их распространения и ряда других физико-географических характеристик. Нам представляется, что индикаторная роль ледников и снежников, в том числе и мельчайших, может быть с успехом использована после проведения соответствующих расчетов для гидрометеорологической характеристики мало изученных горных районов севера Сибири.

На Урале выделяются два существенно различных типа ледников — присклоновые, занимающие восточный (подветренный) склон обширных плоских плато, и каровые, расположенные в глубоких крутостенных карах. Наблюдаются также различные сочетания этих типов и переходы от одного типа к другому. Каровые ледники отличаются от присклоновых также большими мощностями льда, скоростями движения и намного большей морфогенетической активностью.

Питание присклоновых и каровых ледников осуществляется принципиально различными способами. Поступление снега на каровые ледники обусловлено главным образом перераспределением его с «питающих стенок» кара, а на присклоновые — отложением метелевого снега, сдуваемого с наветренного «питающего плато». В связи с этим снегонакопление на каровых ледниках хорошо, а на присклоновых плохо коррелируется с общей снежностью зимы. Особенности питания приводят к резкой дифференциации областей накопления и убыли вещества на каровых ледниках и слабой, в отдельные годы отсутствующей, дифференциации на присклоновых. Таким образом, эти два типа являются не только морфологическими, но и генетическими типами ледников.

«Фоновое» количество снега в районах распространения ледников на Урале намного меньше, чем его может стать. Существование ледников возможно только благодаря высокой концентрации на них снега, в 2—3 раза превосходящей «фоновое» снегонакопление в зоне высокой снежности. Нам представляется, что концентрация снега различными рассмотренными в работе процессами в той или иной степени происходит на большинстве горных ледников. Таким образом, комплексное изучение процессов перераспределения снега в горах — одна из важных задач общей гляциологии, имеющая также значение для ряда других наук и практики.

В таянии уральских ледников радиация и турбулентные потоки тепла и влаги из воздуха принимают примерно одинаковое участие. Роль радиации, как и в большинстве других районов оледенения, больше в первой половине лета, чем во второй, и на более высоких ледниках, чем на низких. Так как прямая радиация обуславливает лишь около четверти всей энергии таяния, то степень затененности ледников и их экспозиция слабо сказываются на суммарной абляции поверхности и не играют такой большой роли, как это представлялось ранее. Таяние ледников довольно тесно коррелируется со средней за лето температурой воздуха и соответственно закономерно убывает с высотой места.

Основной особенностью таяния уральских ледников является большое изменение интенсивности абляции в пространстве. Оно объясняется интенсивной трансформацией приземного слоя воздуха, натекающего на ледник или снежник, тепловым излучением окружающих скал, а также их затеняющим Солнце эффектом. Изучение пространственных полей абляции поверхности ледников и снежников и определяющих их метеорологических элементов, начатое на Урале, имеет по-видимому, довольно общее для гидрометеорологии значение. Так, для расчетов таяния по метеоданным

необходимо иметь данные одной (ледниковой, а особенно внеледниковой) метеостанции и привести их к средним метеоусловиям над ледником. Точки для стационарных наблюдений (особенно на небольших и узких ледниках и снежниках) нельзя выбирать наугад, а лишь после предварительного анализа, подобного проведенному в этой работе. Он же помогает рассчитывать таяние снега и льда при пятнистом (черно-белом) ландшафте, который обычен в большинстве горных и сильно пересеченных районов.

Температурный режим ледников Урала можно охарактеризовать как переходный от морского типа к континентальному; характерные черты морского типа свойственны каровым ледникам с «теплыми» фирновыми бассейнами, континентального — присклоновым ледникам.

Даже в наиболее холодных ледниках ниже границы активного слоя сохраняются температуры, на 6—7° превышающие среднегодовые температуры воздуха на соответствующих высотах. Это объясняется теплоизолирующим действием снежного покрова, достигающего на ледниках большой толщины. Высокие температуры льда характерны, по-видимому, для всех ледников, расположенных ниже границы «вечных» снегов. Чем ниже расположены ледники, тем выше температура льда, так как снежный покров на них имеет большую толщину, что обеспечивает существование ледников в условиях более интенсивной абляции.

«Миниатюрные» каровые ледники отличаются значительным разнообразием температур льда в различных своих частях, что является следствием не столько изменения климата с высотой, которая при незначительной протяженности ледника почти не сказывается, сколько дифференциацией величин снегонакопления и абляции на поверхности ледника.

Умеренно-континентальным климатом Урала определяется своеобразный «набор» зон льдообразования, свойственных как морскому климату (теплая фирновая зона), так и континентальному (фирново-ледяная зона и зона ледяного питания). Смена зон льдообразования в пределах небольших по площади областей питания уральских ледников происходит в результате изменения только величины снегонакопления при сохранении тех же средних годовых и месячных температур воздуха. В связи с разрозненностью уральских ледников и их приуроченностью к особо благоприятным для снегонакопления формам рельефа, расположенным на разных гипсометрических уровнях, высотная поясность зон льдообразования как в целом на Урале, так и в отдельных очагах оледенения отсутствует. Понятие о высоте границ зон льдообразования в тех или иных районах Урала теряет смысл, так же как и понятие о высоте границы питания.

Чередование периодов обильного снегонакопления и интенсивной абляции определяет четкую годичную слоистость льда уральских ледников. Малые скорости движения уральских ледников, не превышающие 4—5 м/год, способствуют сохранению первичной осадочной слоистости вплоть до конца ледника, хотя в связи с характером движения слои могут испытывать значительную деформацию, а их залегание нередко изменяется от горизонтального в тыловой части ледника до вертикального у его конца.

Вычисление составляющих вещественного баланса ледников, проведенное в работе, основывается на весьма подробных данных и может быть признано надежным. За шестилетний период фактических наблюдений сальдо вещественного баланса большинства каровых и жарово-долинных ледников Урала было отрицательным и только в 1961/62 бюджетном году — близким к нулю. В то же время большинство присклоновых ледников за эти шесть лет имело нулевую или слабо положительную величину сальдо вещественного баланса.

Нам удалось обнаружить весьма тесную связь составляющих вещественного баланса ледников ИГАН и Обручева с температурами воздуха зимы и лета и реставрировать их величины за период с 1818 по 1963 г. При этом оказалось, что в прошлом веке происходило значительное увеличение массы этих ледников и лишь в последние десятилетия нашего века — исключительно быстрое уменьшение, обязанное прежде всего повышению летних температур воздуха.

Статистический анализ расчетных величин прихода и расхода вещества на ледниках ИГАН и Обручева показал, что весьма значительные изменения массы ледников неизбежно должны происходить при отсутствии длительных направленных изменений климата только за счет чисто случайных колебаний (и сочетаний) величин прихода и расхода вещества. Этот вывод отнюдь не противоречит наличию периодов значительных климатических сдвигов, таких как голоценовый климатический оптимум. Однако несомненно, что и в периоды с устойчивым климатом, когда статистические ряды прихода и расхода вещества на ледниках стационарны, колебания ледников весьма значительны.

Изучение закономерностей развития современного и следов древнего оледенения на Урале позволило подойти к решению вопросов о размерах и характере оледенения Уральского хребта в четвертичном периоде.

Исключительная приуроченность альпийских форм рельефа (каров, трогов, острых гребней и пиков) к западной половине горной области Урала, совпадающей с зоной высокой снежности и распространения современных ледников, дала основание сделать вывод о том, что четвертичное оледенение в северных районах Урала, даже в максимальную его стадию, развивалось только в западной полосе расширенных участков хребта и отсутствовало в восточной. Оно имело горно-долинный и каровый характер. Только в южной, сильно суженной (до 20—25 км) части Полярного Урала кары и троговые долины с ярко выраженными следами экзарационной и аккумулятивной деятельности долинных ледников распространены как на западном, так и на восточном склонах хребта. Симметричное развитие древнего оледенения здесь связано с небольшой шириной хребта, целиком располагающегося в зоне высокого снегонакопления.

Изучение рельефообразующей деятельности современных каровых ледников дало возможность установить время, необходимое для формирования каров. Оно составляет для каров различных размеров примерно 200—600 тыс. лет, т. е. на 1—2 порядка больше, чем это предполагалось до сих пор. Абсолютный же возраст каров вследствие перерывов в оледенении может быть значительно большим. Большинство каров на Урале формировалось в течение значительной части четвертичного периода. Участки альпийского рельефа нередко несут следы нескольких циклов переработки карами, что свидетельствует о еще более длительном времени воздействия каровых ледников на горные массивы, охватывающем не только весь четвертичный период, но и, возможно, часть плиоцена. Свежий вид карам придала деятельность современных ледников и недавно исчезнувших. Еще более медленно происходят процессы разрушения древних каров. Поэтому отсутствие каров в восточной части Уральского хребта объясняется не уничтожением их последующей денудацией, а тем, что каровое оледенение в этой части гор не существовало.

Рельефообразующая деятельность присклоновых ледников, снежников и мерзлотно-солифлюкционных процессов на 1—2 порядка менее интенсивна, чем каровых ледников. Формирование крупных нагорных террас Урала происходило на протяжении всего четвертичного периода и части плиоцена. Таким образом, исходя из интенсивности

гляциологических процессов, мы приходим к выводу о значительной древности современного рельефа Урала. Можно считать, что уже в миоцене Урал представлял горную страну с высотами, близкими к современным или даже несколько более значительными.

Основной причиной четвертичного горно-долинного оледенения явилась трансгрессия Ледовитого океана на равнинные пространства Западно-Сибирской и Печорской низменностей. Исследования последних лет дали неоспоримые доказательства морского и ледово-морского происхождения толщ четвертичных отложений, покрывающих эти низменности вплоть до 60° с. ш. Покровное оледенение никогда не распространялось в пределы этих низменностей. На протяжении большей части четвертичного периода, а возможно, и части плиоцена здесь существовали обширные эпиконтинентальные Урало-Тиманское и Западно-Сибирское моря, разделенные узким «Уральским» полуостровом.

В эпоху максимального развития плейстоценовой трансгрессии море вплотную подходило к подножью хребта, а в северной части Полярного Урала, где днища крупных горных долин лежат на абсолютных высотах 200—250 м, ингрессировало вверх по долинам, образуя узкие, глубоко вдающиеся внутрь гор заливы, а на участках сквозных перевальных долин и проливы.

Гидродинамический и термический режим омывавших Урал морей менялся вследствие тектонических движений, что приводило к разрастанию или убыванию оледенения. Крупное горно-долинное оледенение развивалось в холодные фазы полярной трансгрессии. Долинные ледники западного склона Полярного Урала спускались своими языками в ингрессионные морские заливы, продуцируя айсберги, которые выносили валунный материал в открытое море. В период регрессии и обмеления моря большинство айсбергов приставало к островам, расположенным в непосредственной близости от гор (современные предгорные увалы), сгружая на дно обломочный материал.

В эпоху относительно тепловодных фаз плейстоценовой трансгрессии, например бореальную (казанцевскую) фазу, оледенение на Урале, по-видимому, исчезло полностью или существовало в виде небольших каровых ледников.

О количестве оледенений в период трансгрессии моря и их датировке пока можно говорить лишь условно. Это связано с отсутствием согласованной схемы расчленения толщи четвертичных морских осадков для Западно-Сибирской и Печорской низменностей и их корреляций с ледниковыми отложениями в горах. На основании имеющихся материалов по северо-западной части Западно-Сибирской низменности довольно определенно можно говорить о горно-долиновых оледенениях Урала, соответствовавших времени отложения салехардской и зырянской свиты морских осадков.

После регрессии моря в континентальных условиях развивались только каровые и карово-долинные ледники, испытывавшие неоднократные наступания и отступления вследствие колебаний климата. Однако ледники не выходили за пределы первой древней морены, отстоящей от концов современных ледников на 2—5 км. Эти древние морены начали формироваться в позднечетвертичную (сартанскую) эпоху.

В прохладные фазы нижнего голоцена, условно сопоставляемые со временем нижнего и верхнего триаса, ледники, по-видимому, вновь достигали первой древней морены. В более теплое аллередское время они сильно сокращались в размерах, а многие, вероятно, исчезали полностью. В период климатического оптимума, характеризующегося смещением северной границы леса в Приуралье на 300—400 км к северу, уральские ледники также стаивали полностью. Новое разрастание карового оледенения на Урале произошло в позднем голоцене. Оно соответствует похо-

лоданию климата в Европе в начале субатлантической эпохи, когда наблюдалось продвижение ледников в Альпах (стадия эггесен), на Кавказе (историческая стадия), образование современных ледников в Скандинавии. В это время на Урале ледниками были заполнены все кары, многие из них имели карово-долинный характер и достигали первых древних морен. В последующую более теплую эпоху позднего голоцена, относящуюся уже к первому тысячелетию нашей эры (второй климатический оптимум), ледники Урала были менее развиты, чем в настоящее время.

Формирование уральских ледников в их современных размерах, точнее в границах современных морен, с ледяными ядрами происходило на протяжении большей части текущего тысячелетия, в течение которого ледники существовали непрерывно, испытывая колебания в зависимости от многолетних изменений в соотношении аккумуляции и абляции. Наибольшее развитие они получили в период так называемого малого ледникового века (XVI—XIX вв.), достигнув размеров, ограниченных внешним контуром современного моренного вала. Значительно большим было и количество каровых и присклоновых ледников, а также многолетних снежников, распространявшихся много южнее их современной границы. Начиная с конца 80-х годов прошлого столетия, уральские ледники вновь вступили в описанную выше фазу интенсивной деградации.

В современных условиях на фоне деградации каровых ледников присклоновые ледники сохраняют относительную устойчивость. Более того, в благоприятные периоды снегонакопления они могут возникать вновь.

Говоря о перспективах дальнейшего изучения уральского оледенения, следует особое внимание обратить на необходимость углубления изучения связей оледенения и климата с целью количественного обоснования роли ледников как индикаторов снежности и водности районов их распространения. Для этого необходимо продолжение наблюдений за снегонакоплением и стоком в опытном бассейне р. Б. Хадата.

Важнейшее значение имеет продолжение наблюдений за аккумуляцией-абляцией на ледниках для получения многолетнего вещественно-балансового ряда с целью изучения изменений ледников, предусмотренных также международной программой наблюдений за колебаниями ледников.

Необходимо дальнейшее углубление и развитие изучения процессов питания и таяния ледников Урала, в частности, режима лавинного и метелевого питания ледников, роли теплового изучения скал в таянии каровых ледников и др. Большое значение имеет также проведение исследований температурного режима, характера движения и строения глубинных частей ледников с проходкой глубоких скважин и туннелей.

Одной из важных тем является изучение рельефообразующей роли современных ледников и нивально-мерзлотных процессов, а также следов древних оледенений с целью более полного восстановления истории развития оледенения Урала в четвертичном периоде.

Авторы настоящей монографии полагают, что проведение перечисленных исследований будет иметь не только региональное, но и общегляциологическое значение, а также важно для решения ряда теоретических и практических задач гидрометеорологии и геологии.

ABSTRACT

The monograph gives a summary of the major results of the work of the Polar Urals Glaciological Expedition, Institute of Geography, Acad. of Sci. of the USSR, for 1957—1963, and also a review of references and archives.

By the beginning of the IGY a glaciological station has been built in the northern part of the Polar Urals on Lake Bolshaya Khadata with several stationaries on the glaciers. The Expedition at present continues its work at this base on the international program of observations of glacier variations.

The glaciation of the Urals is presented only by small glaciers. All of them are located much lower than the zone of «perennial» ice, which is not found on the Urals now. We have determined it theoretically, which is 1800 abs. m. in the western part and more than 2000 abs. m in the eastern part of the Polar Urals. In all there are 143 glaciers in the Urals as to June 1, 1964, with the total area of 28,5 km². The area of the largest glaciers of the Urals (the Institute of Geography and Moscow State University Glaciers) does not exceed 1,2 km² with maximum thickness of ice slightly more than 100 m.

In the Urals we distinguish two considerably different types of glaciers: slope glaciers are usually located on the eastern (lee) slopes of large plateaux and have the form of strips, the width of which is always greater than their length, while thickness of ice and movement velocity are not great; corrie glaciers are located in deep corries with steeply dipping sides and an oval form in plane stretched in the direction of the movement, the thickness of ice is more than 100 m while the velocity of movement reaches 4—5 m/year. The corrie glaciers are always surrounded by a high (30—40 m) rampart of the terminal and lateral moraine, which the slope glaciers never have.

The distribution regularities of the glaciers in the Urals are mainly determined by the climatic conditions in the mountains which greatly differ from the conditions on the surrounding lowlands. Humid air masses flowing onto the mountains from the west and south-west lose a large amount of precipitation on the first several tens of kilometers of the way. Low altitude and the thickness of cloud cover in winter and high turbulence of the air current are favourable for that. Detailed snow-gauge measurements along the latitudinal profile across the Polar Urals have shown that in its western part a zone of high snow accumulation is being formed several tens of kilometers wide with snow storage 600-800 mm in water layer. On the lowlands and in the eastern part of the mountains the snow storage does not exceed 100—300 mm. Most glaciers of the Urals are located in this zone. It is also characterised by a high water content in rivers (30—40 l/sec km²), predominance of melt-water run-off in total gross (60—70%), increase of cloudiness, decline of the sum of radiation balance and by some other hydrometeorological peculiarities. The glaciers distribution zone coincides with the Alpine type relief zone, increase of intensity of relief forming processes and with considerable changes in the character of soil-vegetal cover. Thus, the glaciers of the Urals are the product and obvious indicator of high snow and water content of the region and of a number of other physico-geographical characteristics. It seems practicable that the indicating ability of glaciers and névé, including the smallest, can be successfully applied after corresponding calculations for hydrometeorological characteristic of scarcely studied middle and low-mountain regions (for instance, in the north of Siberia).

The snow accumulation on slope glaciers is mostly determined by the deposition of blizzard snow removed from the plateau, while on corrie

glaciers — by the avalanche nourishment and by sagging of air current lines (and snowflakes trajectories) over the corrie. In connection with the peculiarities of feeding on corrie glaciers a sharply expressed differentiation of regions of accumulation and waste of matter is observed. On slope glaciers it is slight, and in certain years it is not present at all. The snow concentration on glaciers is 2—3 times greater than the «background» snow accumulation in the zone of high snow content, which mainly explains the existence of glaciers. It seems that the concentration of snow by means of different processes occurs to a certain degree on most of the mountain glaciers. Thus, the complex study of the processes of snow redistribution in the mountains is one of the important tasks of general glaciology.

Radiation and turbulent currents of heat and moisture take approximately the same part in the melting of the glaciers of the Urals. As direct radiation renders only about a quarter of the energy for melting, the degree of shadowing of glaciers and their exposure do not play such an important role as it was considered earlier. The melting of glaciers rather closely correlates with the mean temperature of air for the summer and regularly falls with the altitude of a location.

The major peculiarity of melting of glaciers in the Urals is the great variations of ablation intensity in space. This is explained first of all by an intensive transformation of the surface air layer over small glaciers and névés, and also by heat radiation of rocks and their sun screening effect. Detailed experimental and theoretical researches of spatial ablation fields on the surface of glaciers and névés and the determining meteorological elements, started in the Urals, probably have a common value for hydrometeorology.

The temperature regime of the glaciers in the Urals can be characterized as transitional from the sea type to the continental. Characteristic features of the sea type belong to the corrie glaciers with «warm» firn basins, and of the continental type — to the slope glaciers. Even in the coldest glaciers the ice temperatures beneath the active layer are 6—7° higher than the mean annual air temperatures at corresponding heights. This is explained by the thermoisolating property of the snow cover which acquires great thickness on glaciers. On corrie glaciers considerable spatial changes of ice and firn temperature are observed (at the same depths). This is rather the result of differentiation of values of snow accumulation and ablation in space, than of the changes of climate with altitude.

The zones of ice formation are observed on glaciers of the Urals, which are relevant to sea climate (warm firn zone) and to continental climate (firn-ice zone and zone of ice feeding). Their change on a very small scale of heights and areas is explained by the change of snow accumulation in space with the retention of almost unchanged climatic conditions.

The succession of periods of extensive snow accumulation and intensive ablation determines the definite annual layering of the Urals glaciers. Small velocities of ice movement help to retain the primary layering till the terminus of glaciers, though it experiences considerable changes in the process of movement: often horizontal position of layers in the firn basin ends up vertical at the glacier's terminus.

The calculation of components of the matter balance of glaciers made in the paper is based on detailed field measurements. During the six-years period of observations the budget of the matter balance of most of the corrie and corrie-valley glaciers was negative, and only in the 1961—1962 budget year it was near zero. At the same time most of the slope glaciers had zero, or slightly positive value of budget of the matter balance.

It has been discovered that there is a close connection between components of the matter balance of the glaciers of Institute of Geography and Obruchev with air temperatures in winter and summer, and it was found possible to reconstruct their values for the period from 1818 to 1963.

It was also discovered that in the past century a considerable increase of mass of glaciers took place, and that only in the last decades of this century it turned to rapid decrease, first of all due to warmer summers.

The study of modern and traces of ancient glaciation of the Urals has shown that the Quaternary glaciation of the Urals even in the maximum stage developed only within the modern zone of high snow content and had mountain-valley and corrie character. The major cause for the Quaternary mountain-valley glaciation was the transgression of the Arctic Ocean onto the plains of the Western Siberia and Pechora lowlands. The studies of recent years gave doubtless evidence of the sea and ice sea origin of Quaternary deposits covering these lowlands up to 60° N. Cover glaciation never developed within these lowlands.

The study of the relief forming activity of the glaciers allowed to determine that the time of formation of the corries is 200—600 thousand years, i. e. by 1—2 orders greater than previously supposed. But the absolute age of the corries, due to gaps in glaciation, can be considerably greater. The relief forming activity of slope glaciers, névés and permafrost solifluction processes also turned out much less intensive than supposed earlier. As the result we concluded that the modern relief of the Urals is rather ancient.

We should specially note, when speaking of further prospects of study of the glaciation of the Urals, the necessity of deep study of connections between glaciation and climate with the view of obtaining quantitative foundation for the role of glaciers as indicators of snow and water content of regions of their location. In order to achieve this it is necessary to continue observations of snow accumulation and run-off in the test basin of the Bolshaya Khadata River.

Most important is the continuation of accumulation-ablation observations to obtain the matter-balance series for many years in order to understand the variations of glaciers also planned by the international observations program.

It is necessary, moreover, to extend and develop the study of processes of feeding and melting of the glaciers of the Urals, in particular, the regime of avalanche and blizzard nourishment of glaciers, the role of heat radiation of rocks in the melting of corrie glaciers, etc. Of great importance also are the studies of the temperature regime, character of movement and structure of deep parts of the glacier with drilling of deep chinks and digging of tunnels.

One of the important themes is the study of relief forming role of modern glaciers and nival-permafrost processes, and also of the traces of ancient glaciation with the view of reconstructing the history of development of glaciation of the Urals in the Quaternary Period.

The authors believe that the studies mentioned above would have not only regional value, but they would be important for glaciology in general and for the solution of certain theoretical and practical problems of hydro-meteorology and geology.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абельс Г. Суточный ход температуры снега и определение зависимости между теплопроводностью снега и его плотностью.— Записки Академии наук, т. 72, кн. 1, приложение 12, СПб., 1893.
2. Аверкиев М. С. Суммарная радиация и ее компоненты при безоблачном небе в зависимости от прозрачности атмосферы для широт 40—70°.— Вестник Моск. ун-та, серия биол., почвовед., геол. и геогр. № 4, 1958.
3. Авсюк Г. А. О некоторых общих вопросах стационарных физико-географических исследований.— В сб.: Вопросы географии, № 15. Изд-во АН СССР, 1949.
4. Авсюк Г. А. Измерение температур льда ледника Карабаткак.— Труды Ин-та географии АН СССР, т. 60. Работы Тяньшанской физ.-геогр. станции, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1954.
5. Авсюк Г. А. Температура льда в ледниках.— Труды Ин-та географии АН СССР, т. 67. Работы Тяньшанской физ.-геогр. станции, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1956.
6. Адаменко В. Н. Некоторые особенности теплового баланса ледника ИГАН на Полярном Урале.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 8. Изд-во АН СССР, 1963. Ротапринт.
7. Аккуратов В. Н. Прогноз наступления лавинной опасности по величинам метелевого переноса и температурного сжатия снега.— В сб.: Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами. Изд-во АН СССР, 1956.
8. Алешков А. Н. Открытие ледников на Северном Урале. Природа, № 1, 1930.
9. Алешков А. Н. О первых ледниках Северного Урала.— Изв. Глав. геол. развед. упр., т. 50, вып. 23. Л., Изд-во «Геология», 1931.
10. Алешков А. Н. К открытию на Урале новых ледников.— Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 66, вып. 2, 1934.
11. Алешков А. Н. Гора Сабля и ее ледники.— В кн.: Урал, Приполярные районы. Труды ледниковых экспедиций, вып. 4. Л., 1935.
12. Алисов Б. П. Климаты СССР. М., Изд-во МГУ, 1956.
13. Алисов Б. П. К методике климатической характеристики типов погоды. Труды Всес. научн. метеорологического Совещания, т. 4. Л., Гидрометеониздат, 1962.
14. Альман Г. В. Изменения ледников и колебания климата (пер. с англ.).— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1961. Ротапринт.
15. Андреев В. Н. Продвижение древесной растительности в тундру в связи с защитными свойствами лесопосадок на Севере.— Ботанический журнал, № 1, 1954.
16. Андреев В. Н. Заселение тундры лесом в современную эпоху.— В сб.: Растительность Крайнего Севера и ее освоение, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1956.
17. Андреев Ю. Ф. О связи линейно-грядового рельефа с тектоническими структурами на севере Западной Сибири (в области развития вечной мерзлоты).— Труды Всес. нефтян. н.-и. геол.-развед. ин-та. Геология и геохимия, сб. 3 (IX). Л., 1960.
18. Аполлов Б. А. Доказательства прошлых низких стояний уровня Каспийского моря.— В сб.: Вопросы географии, № 24. Изд-во АН СССР, 1951.
19. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд-во МГУ, 1951.
20. Архипов С. А., Зубаков В. А. и Лаврушин Ю. А. О ледниково-водных отложениях в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— ДАН СССР, т. 112, № 1, 1957.
21. Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея.— Труды ГИН АН СССР, вып. 30, 1960.
22. Афанасьев Б. Л. Неотектоника Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Северного Приуралья.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1961.

23. Афанасьев Б. Л., Белкин В. И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М., Изд-во МГУ, 1963.
24. Бадер О. Н. Некоторые вопросы палеогеографии Урала и Северо-Восточной Европы в свете археологических данных.— Материалы по четвертич. периоду СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.
25. Баклунд О. О. Общий обзор деятельности экспедиции братьев Кузнецовых на Полярный Урал летом 1909 г.— Записки Академии наук, серия 8, т. 26. № 1. СПб., 1911.
26. Балабанова Т. Ф., Галеркина С. Г., Грибков В. В. и др. Фаши мезокайнозоя западной части Западно-Сибирской низменности.— В сб.: Геология и нефтеносность запада Западно-Сибирской низменности. Труды ВНИГРИ, вып. 140. Л., 1959.
27. Барашкова Е. П., Гаевский В. Л. и др. Радиационный режим территории СССР. Л., Гидрометеоздат, 1961.
28. Бартишвили И. Г. Точность измерения осадков инструментальным путем.— Труды Тбилисского НИГМИ, вып. 3. Л., 1958.
29. Бер А. Г. О направлении движения ледника максимального оледенения на Приполярном Урале.— В сб.: Материалы по геоморфологии Урала, вып. 1. Госгеолтехиздат, 1948.
30. Берг Л. С. Климат и жизнь. М., Географгиз, 1947.
31. Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1956.
32. Бетин В. В. и Преображенский Ю. В. Суровость зим в Европе и ледовитость Балтики. Л., Гидрометеоздат, 1962.
33. Блинова В. Л. Гидрологические работы на южном склоне Эльбруса.— Информаш. сборник о работах по МГГ, № 4. Эльбрусская экспедиция МГУ и Ин-та прикладной геофизики. М., 1959.
34. Бодылевский В. И. Морской мел Урала.— Геология СССР, т. XII, ч. 1. М., 1944.
35. Бойцов М. И. О формировании рельефа в условиях подземного оледенения.— В сб.: Проблемы четвертич. оледенения Сибири и Дальнего Востока.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 64. Л., 1961.
36. Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования.— В сб.: Вопросы географии, № 36, 1954.
37. Боровинский Б. А. Геофизические исследования ледников Полярного Урала.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника обсуждения, вып. 9. М., 1964.
38. Боч С. Г. Геоморфологический очерк района горы Народной.— В кн.: Урал, Приполярные районы. Труды ледниковых экспедиций, вып. 4. Л., 1935.
39. Боч С. Г. Материалы к четвертичной геологии Ляпинского, Нижне-сосвинского и Кондинского края Западно-Сибирской низменности.— Труды Комиссии по изучению четвертич. периода, т. 5, вып. 1, 1937.
40. Боч С. Г. и Краснов И. И. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания и связанных с ними проблемах.— Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 75, вып. 1, 1943.
41. Боч С. Г., Краснов И. И. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над нагорными террасами.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 8, 1946.
42. Боч С. Г. Снежные и снежная эрозия в северных частях Урала.— Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 78, вып. 2, 1946.
43. Боч С. Г. Солифлюкция на Приполярном Урале.— Материалы по геоморфологии Урала, вып. 1. М.— Л., 1948.
44. Боч С. Г. и Краснов И. И. О происхождении рельефа Урала в свете проблемы поисков полезных ископаемых.— Разведка недр, 1951, № 6.
45. Бройдо А. Г. Связь коэффициента внешней диффузии с параметром устойчивости приземного слоя атмосферы.— Труды Ленингр. гидромет. ин-та, вып. 8, 1961.
46. Будыко М. И. О некоторых характеристиках турбулентности в приземном слое воздуха.— Труды н.-и. учреждений ГИМС СССР, серия I, вып. 7. Свердловск — Москва, 1945.
47. Будыко М. И. Турбулентный обмен в нижних слоях атмосферы.— Метеорология и гидрология, № 2, 1946.
48. Будыко М. И. Методы определения естественного испарения.— Метеорология и гидрология, № 3, 1946.
49. Будыко М. И. Распределение метеорологических элементов в приземном слое воздуха.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геол., т. 4, № 4, 1946.
50. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеоздат, 1948.
51. Будыко М. И., Тимофеев М. П. О методах определения испарения.— Метеорология и гидрология, № 9, 1952.
52. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоздат, 1956.
53. Будыко М. И., Юдин М. И. О колебаниях уровня непроточных озер.— Метеорология и гидрология, № 8, 1960.

54. Быков В. Д., Ходаков В. Г. Основные географические закономерности распределения стока на территории Средне-Русской возвышенности.— В сб.: Вопросы гидрологии. М., Изд-во МГУ, 1957.
55. Быков В. Д. Сток рек Урала. М., Изд-во МГУ, 1963.
56. Былинский Е. Н. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии бассейна р. Мезени.— ДАН СССР, т. 147, № 6, 1962.
57. Важнов А. М. О новых методах наблюдения снежного покрова в горах.— Труды Тбилисского НИГМИ, вып. 3. Л., 1958.
58. Варсанофьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале.— Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 64, вып. 2-3, 1932.
59. Варсанофьева В. А. Четвертичные отложения Печорского края и Северного Урала.— Труды ИНКВА, т. 4, 1939.
60. Варсанофьева В. А. О геоморфологии горных стран на примере Северного Урала.— В сб.: Вопросы географии, № 36. М., 1954.
61. Варсанофьева В. А. Вопросы геоморфологии Северного Урала и развития его рельефа.— В сб.: Материалы Всес. совещания по изучению четвертич. периода, т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
62. Введенский Л. В. Об оледенении Приполярного Урала. Материалы I Всес. геогр. съезда, вып. 1. Л., 1933.
63. Введенский Л. В. О следах альпийского оледенения на Северном Урале на примере ледника Гофмана.— В сб.: За индустриализацию Советского Востока, № 1. М., 1934.
64. Векслер Г. Прогревание и таяние плавучих шельфовых льдов.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 2. М., 1961.
65. Вербицкая Н. П. Четвертичные отложения Урала.— В сб.: Хронология и климаты четвертич. периода. Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса, М., 1960.
66. Воллосович К. К. О стратиграфии четвертичных отложений Европейского Севера.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1961.
67. Воронков Ю. С. Меловые отложения восточного склона Приполярного Урала.— В сб.: Геология и нефтеносность запада Западно-Сибирской низменности. Труды ВНИГРИ, вып. 140. Л., 1959.
68. Воскресенский К. Т. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Л., Гидрометеоздат, 1956.
69. Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири.— Геол. исслед. по линии Сиб. ж. д., вып. 5, 1896.
70. Гаврилова М. К. Климат Советской Арктики. Л., Гидрометеоздат, 1964.
71. Галеркина С. Г. и Лазуков Г. И. Четвертичные отложения на участке ст. Обская— пос. Саррото (по данным бурения). Труды ВНИГРИ, вып. 158, 1960.
72. Галеркина С. Г., Веренинова Т. А., Чирва С. А., Крохин И. П., Рейнин И. В., Лазуков Г. И. Итоги изучения фаций и палеогеографии мезо-кайнозой для прогноза нефтегазоносных толщ на Севере Западной Сибири.— В сб.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Труды ВНИГРИ, вып. 225. Л., 1963.
73. Гальцов А. П., Глух И. С. К вопросу о генезисе комплексных типов погоды и о некоторых закономерных связях между разными метеорологическими элементами.— В сб.: Вопросы комплексной климатологии. Изд-во АН СССР, 1963.
74. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев Л. Т., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1955.
75. Гессе В. Н., Гранович И. Б., Савельев А. А. К вопросу о характере оледенений Полярного Урала в верхнечетвертичную и современную эпохи.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
76. Говорухи В. С. Плате Московского общества испытателей природы и новые ледники на Северном Урале.— Землеведение, вып. 1 (41), 1940.
77. Говорухи В. С. Динамика ландшафтов и климатические колебания на Крайнем Севере.— Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 79, вып. 3, 1947.
78. Голубев Г. Н., Лаптев М. И., Эдельштейн К. К. О некоторых вопросах методики изучения снежного покрова.— Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ, МГГ, № 3. М., 1958. Ротапринт.
79. Голубева Л. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности.— Труды ГИН АН СССР, вып. 31, 1960.
80. Горбачев В. В. Современный ледник на Тельпос-Изе. БМОИП, отд. геол., т. 34, вып. 6, 1959.
81. Гордов А. Н. Расчет прямой солнечной радиации на различно ориентированные наклонные поверхности для широты 42°.— Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. 11. Л., Гидрометеоздат, 1938.
82. Городков Б. Н. Полярный Урал в верховьях рр. Войкара, Сыньи и Ляпина.— Северо-Уральская комплексная экспедиция АН СССР, серия уральская, № 7. Л., 1929.

83. Горчаковский П. Л. Растительность горных тундр Урала.— Записки Уральского отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 2. Свердловск, 1955.
84. Горчаковский П. Л. Закономерности снегонакопления в горах Северного Урала и водоохранная роль высокогорных лесов.— Труды Уральского лесотехнического ин-та, вып. 16, 1959.
85. Гофман Э. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой.— Исследования экспедиции Русск. геогр. об-ва в 1847, 1848 и 1850 гг., т. II. СПб., 1856.
86. Гофф А. Г., Оттен Г. Ф. Физико-механические свойства снегового покрова.— В сб.: Снег и снежные обвалы в Хибирах. Работы снежно-метеорологической группы, вып. 1. М.—Л., 1938.
87. Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры и связанные с ними проблемы.— Труды Северной научно-промышленной экспедиции, вып. 22. М., 1924
88. Григорьев А. А. Полярная граница древесной растительности в Большеземельской и некоторых других тундрах (факторы, ее обуславливающие, и колебания ее в ближайшую нам эпоху).— Землеведение, т. XXVI, вып. 1—2, 1924.
89. Григорьев А. А. Субарктика. Изд-во АН СССР, 1946.
90. Гросвальд М. Г. и Крейке А. Н. Вопросы гляциологии Земли Франца-Иосифа.— В сб.: Гляциологические исследования, № 6, (серия МГГ). Изд-во АН СССР, 1961.
91. Гросвальд М. Г. История ледниковых покровов Земли Франца-Иосифа и тектоника льда.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 8. М., 1963. Ротапринт.
92. Гросвальд М. Г. Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеландшафтная история ее ледниковых покровов. В сб.: Гляциологические исследования, № 9 (серия МГГ). Изд-во АН СССР, 1963.
93. Губонина З. П. Предварительные данные палеоботанического изучения плейстоценовых отложений севера Западной Сибири.— Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 77, 1959.
94. Гудина В. И. Новые данные по стратиграфии морских четвертичных отложений нижнего Приобья.— Геология и геофизика, СО АН СССР, № 12, 1963.
95. Гуськов А. С. Материалы гляциологических исследований [МГГ]. Полярный Урал.— Метеорология, вып. 6, 7. М., 1963. Ротапринт.
96. Гуськов А. С. Основные черты климата районов оледенения Урала.— В сб.: Материалы гляциол. исслед [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 9. М., 1964. Ротапринт.
97. Давидович Н. В. О роли наземного сублимационного льда в питании ледникового покрова Новой Земли.— В сб.: Гляциологические исследования, № 6 (серия МГГ). Изд-во АН СССР, 1961.
98. Данилов И. Д. Плейстоценовые отложения востока Большеземельской тундры и условия их образования.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1962.
99. Данилов И. Д. Рельеф и четвертичные отложения юго-западного склона Пай-Хоя.— Вестник Моск. ун-та, серия V. География, № 6, 1962.
100. Данилов И. Д. Особенности литогенеза мореноподобных плейстоценовых отложений востока Большеземельской тундры.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1963.
101. Дембровский Б. Я., Шляхов В. И., Шляхова Х. Т. О молодых конгломератах Полярного Урала.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
102. Дибнер В. Д. К вопросу о происхождении рельефа Урала.— Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 89, № 2, 1957.
103. Долгушин Л. Д. Некоторые наблюдения над снеговым покровом в северной части Среднего Урала зимой 1939 г.— Проблемы физической географии, т. 9, 1940.
104. Долгушин Л. Д. Новые данные о современном оледенении Урала.— В кн.: Вопросы географии, № 15. Изд-во АН СССР, 1949.
105. Долгушин Л. Д. Некоторые особенности рельефа, климата и современной денудации в Приполярном Урале. Изд-во АН СССР, 1951.
106. Долгушин Л. Д. и Кеммерих А. О. Новые ледники на Урале.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1957.
107. Долгушин Л. Д. и Кеммерих А. О. Горные озера Приполярного и Полярного Урала.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 1959.
108. Долгушин Л. Д. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции.— В сб.: Вопросы физической географии Урала, МОИП. М., 1960.
109. Долгушин Л. Д. Региональные проблемы оледенения по исследованиям на Урале, в Центральной Азии и Антарктиде. Научный доклад на соиск. ученой степени доктора геогр. наук по совокупности опубликованных работ. М., 1963.
110. Дородницын А. А. Влияние рельефа земной поверхности на воздушные течения.— Труды Центр. ин-та прогнозов, вып. 21 (48). Л., 1950.
111. Дроздов О. А., Кароль Б. П. Тепловой баланс деятельной поверхности ледника Федченко в летний период.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 7. М., 1963.

112. Дубинский Г. П., Снегур Н. П. Физико-географическая характеристика верховьев бассейна реки Урупа и микро-климатические наблюдения на леднике Караугом.— Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ). Харьков. Изд-во Харьковского гос. ун-та, 1961.
113. Дюнин А. К. О распределении расхода снеговетрового потока по высоте.— Труды Транспортно-энергет. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 4. Новосибирск, 1954.
114. Дюнин А. К. Твердый расход снеговетрового потока.— Труды Транспортно-энергет. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 4. Новосибирск, 1954.
115. Дюнин А. К. Вопросы теории переноса снега и аэродинамики снегозащит.— В сб.: Снежный покров, его распределение и роль в Народном хозяйстве. Изд-во АН СССР, 1962.
116. Живкович Л. А. Процессы стока с ледника ИГАН.— В сб.: Материал гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 8. М., 1963. Ротапринт.
117. Живкович Л. А. Твердый сток в горно-ледниковом районе Полярного Урала.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 11. М., 1965. Ротапринт.
118. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале.— Труды Всес. геол.-развед. объединения. М.—Л., 1932.
119. Заррина Е. П. и Краснов И. И. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности.— В сб.: Проблемы четвертич. оледенения Сибири и Дальнего Востока. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 64. Л., 1961.
120. Зотиков И. А. Тепловой режим ледника Центральной Антарктиды.— В сб.: Антарктика, № 2, 1962. Труды Межвед. Антарктич. комиссии при АН СССР.
121. Зубаков В. А. О ледниково-морских отложениях Западной Сибири и о границах распространения санчуговской трансгрессии по Енисею.— ДАН СССР, т. 115, № 6, 1957.
122. Зубаков В. А. Современное состояние проблемы плейстоценового оледенения Сибири.— В сб.: Проблемы четвертич. оледенения Сибири и Дальнего Востока. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 64. Л., 1961.
123. Зубаков В. А. Об основных особенностях и закономерностях плейстоценового оледенения Сибири.— В сб.: Материалы по четвертич. геологии и геоморфологии СССР. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 4, М., 1961.
124. Зубков А. И. К вопросу об изменении климата на севере Сибири в послеледниковое время.— Труды Полярной комиссии АН СССР, вып. 5, 1931.
125. Ивернова М. И. Основные закономерности распределения снежного потока по продольному профилю долины реки Чон-Кызыл-Су. В сб.: Работы Тяньшанской физ.-геогр. станции, вып. 2а. М., 1953.
126. Ивернова М. И. Особенности режима снежного покрова на ледниках (на примере одного из ледников хребта Терской-Алатау).— Основные методические указания по гляциологическим исследованиям, вып. 15. М., 1957.
127. Израилев В. М. О верхних валунных суглинках Воркутского района.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
128. Казанский А. Б. и Монин А. С. Турбулентность в приземных инверсиях.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1956.
129. Казанский А. Б., Колесникова В. Н. О тепловом балансе ледника Федченко.— Изв. АН СССР серия геофиз., № 4, 1960.
130. Казанский А. Б. Тепловой баланс открытой поверхности льда ледника Федченко.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12, 1960.
131. Казанский А. Б. и Монин А. С. Определение турбулентных потоков количества движения тепла и влаги по данным градиентных измерений.— Метеорология и гидрология, № 12, 1961.
132. Казанский А. Б. Некоторые вопросы теплового баланса ледников (на примере ледника Федченко).— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 7. М., 1963.
133. Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Л.—М., 1937.
134. Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географиз, 1963.
135. Каледцкая М. С. и Миклухо-Маклай А. Д. Некоторые черты четвертичной истории восточной части Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала.— Труды Ин-та географии АН СССР, т. 76. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 20. М., 1958.
136. Каледцкая М. С. О центрах оледенения на крайнем Северо-Востоке Европейской части СССР.— ДАН СССР, т. 135, № 4, 1960.
137. Каледцкая М. С. К стратиграфии четвертичных отложений Печорского бассейна.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1961.
138. Каледцкая М. С. Палеогеографические особенности последнего ледникового покрова на крайнем Северо-Востоке Европейской части СССР.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.

139. Кароль Б. П. О проникновении радиации в снег и лед на ледниках (по материалам наблюдений на леднике Федченко).— В сборнике статей и материалов по МГГ, Л., 1960.
140. Кароль Б. П. К вопросу о радиационных свойствах глетчерного льда. Научное сообщение, геол. и геогр., АН Лит. ССР, т. XII, 1962.
141. Карты снежного покрова Европейской части СССР за период с 1936 по 1960 г., ч. I. Главное упр. гидрометеослужбы СССР, М., 1961.
142. Кац Н. Я. и Кац С. В. История растительности болот севера Сибири как показатель изменений последнего ледникового ландшафта.— В сб.: Проблемы палеогеографии четвертич. периода. Труды Ин-та географии, вып. 37. Изд-во АН СССР, 1946.
143. Кац Н. Я. К истории позднечетвертичной флоры и климата Севера СССР.— Материалы по четвертич. периоду СССР, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
144. Кеммерих А. О. Важнейшая закономерности распределения снежного покрова на Приполярном Урале.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 4, 1957.
145. Кеммерих А. О. Карта среднего стока рек Северного, Приполярного и Полярного Урала.— Метеорология и гидрология, № 4, 1959.
146. Кеммерих А. О. Новый район оледенения (ледники Полярного Урала).— Природа, № 2, 1960.
147. Кеммерих А. О. Селевые паводки на Полярном и Приполярном Урале.— Метеорология и гидрология, № 3, 1961.
148. Кеммерих А. О., Троицкий Л. С. Современное оледенение хребта Очкырд на Полярном Урале.— В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
149. Кеммерих А. О. Гидрография Северного, Приполярного и Полярного Урала. Изд-во АН СССР, 1961.
150. Керцелли С. В. По Большеземельским тундрам с кочевниками. Архангельск, 1911.
151. Кирюшина М. Т., Польшкин Я. И., Соколов В. Н., Стрелков С. А. Особенности проявления новейшей тектоники в советской Арктике. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.
152. Ковалевский С. А. Лик Каспия (палеогеография моря в четвертичное время).— Труды геол.-развед. конторы Азнефть, вып. 2. Баку—Москва, 1933.
153. Комаров А. А. Повышение эффективности снегозащитных средств на железных дорогах Сибири. Новосибирск, 1959.
154. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Л., Гидрометеоиздат, 1954.
155. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1956.
156. Константинов А. Р. Расчет испарения в естественных условиях по данным градиентных наблюдений.— Труды Гос. гидрол. ин-та, вып. 41(95), 1953.
157. Константинов А. Р. Основы полуэлектрической теории Прандтля—Кармана с точки зрения структуры турбулентных пульсаций в приземном слое атмосферы.— Труды Укр. НИГМИ, вып. 31, 1962.
158. Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята.— Результаты исследований по программе МГГ, гляциология, № 11. М., Изд-во АН СССР, 1963.
159. Косарев М. В. Методика снегосъемок в горах Средней Азии.— Труды Тбилисского НИГМИ, вып. 3, Л., 1958.
160. Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка.— Результаты исследований по программе МГГ, гляциология, № 7. Изд-во АН СССР, 1961.
161. Котта Б. Ф. Степи Западной Сибири.— Горный журнал, т. IV, № 11, 1869.
162. Краснов И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 9, 1947.
163. Крузенштерн П. Ф. Путешествие к Северному Уралу в 1874—1876 гг. для исследования водного сообщения между Печорью и Обью. СПб., 1879.
164. Кузин И. Л. Новейшая тектоника и ее проявления на северо-западе Западно-Сибирской низменности. Труды ВНИГРИ, вып. 158, Л., 1960.
165. Кузин И. Л. Об отсутствии материковых оледенений в северо-западной части Западно-Сибирской низменности.— В сб.: Труды ВНИГРИ. Геология и геохимия, № 3 (IX). Л., 1960.
166. Кузин И. Л., Рейнин И. В. и Чочиа Н. Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом о ее оледенении.— В сб.: Проблемы четвертич. оледенений Сибири и Дальнего Востока. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 64, 1961.
167. Кузин И. Л. О плиоценовом возрасте четвертичных отложений «ледниковых» районов Западно-Сибирской низменности и Русской равнины.— Труды ВНИГРИ, вып. 220. Геология, № 8, 1963.
168. Кузин И. Л. Геоморфологические уровни Северо-Западной Сибири.— В сб.: Геология севера Западно-Сибирской низменности. Труды ВНИГРИ, вып. 225. Л., 1963.

169. Кузин П. С. Опыт расчета испарения и среднего многолетнего стока с поверхности речных бассейнов при отсутствии гидрометеорологических наблюдений.— В сб.: Исследования рек СССР, вып. 8. Вопросы стока. Л., Гидрометеоздат, 1935.
170. Кузьнедов М. А. Барханный перенос снега в ветровом поясе Восточной Антарктиды.— В сб.: Советская антарктическая экспедиция, т. 10. Вторая континентальная экспедиция 1956—1958 гг. Гляциол. исслед. Л., 1960.
171. Кузьмин П. П. Поглощение солнечной радиации снежным покровом.— Метеорология и гидрология, № 5, 1947.
172. Кузьмин П. П. Процессы теплообмена абляции и стока ледников в бассейне р. Зеравшан.— Труды Гос. гидрол. ин-та, вып. 3 (57). Л., 1948.
173. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Л., Гидрометеоздат, 1957.
174. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л., Гидрометеоздат, 1960.
175. Кузьмин П. П. Процессы таяния снежного покрова. Л., Гидрометеоздат, 1961.
176. Кулик Н. А. О северном постплиоцене.— Геол. вестник, т. 5, № 1—3, 1926.
177. Лаврова М. А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме. В сб.: Проблемы палеогеографии четвертич. периода. Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 37, 1946.
178. Лаврова М. А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района.— Ученые записки, ЛГУ, серия геогр. наук, вып. 6, 1949.
179. Лаврова М. А. и Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на Севере Европы и Сибири.— В сб.: Хронология и климаты четвертич. периода. Докл. на XXI сессии МГК. М., 1960.
180. Лаврушин Ю. А., Девирц А. Л., Гитерман Р. Е., Маркова Н. Г. Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 28. М., 1963.
181. Лагранж Р. В. О точности учета зимних осадков в условиях Заполярья.— Метеорология и гидрология, № 10, 1960.
182. Лазуков Г. И. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений бассейна Нижней Оби.— Труды Межведомств. совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы Сибири, 1956 г. Л., 1957.
183. Лазуков Г. И. О размерах и характере зырянского оледенения на северо-западе Западно-Сибирской низменности.— Вестник Моск. ун-та, серия биол., почвовед., геол., геогр., № 4, 1959.
184. Лазуков Г. И. О гляциально-морских отложениях на севере Евразии.— Вестник Моск. ун-та, серия V, Геогр., № 3, 1960.
185. Лазуков Г. И. Четвертичные отложения северо-запада Западно-Сибирской низменности.— Труды ВНИГРИ, вып. 158. Л., 1960.
186. Лазуков Г. И. Древние погребенные долины рек севера Западной Сибири.— Вестник Моск. ун-та, серия V, Геогр., вып. 5, 1962.
187. Лайхтман Д. Л. Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. VIII, № 1, 1944.
188. Лайхтман Д. Л. К вопросу о вычислении испарения и потока тепла.— Труды Главной геофиз. obs., вып. 20 (82). Л., 1949.
189. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1961.
190. Лебедева И. М. Тепловой баланс тающей поверхности ледника МГУ.— В сб.: Гляциол. исслед., вып. 1 (серия МГГ). Изд-во АН СССР, 1959.
191. Лебедева И. М. Основные факторы таяния ледника МГУ на Полярном Урале (по наблюдениям 1958 г. в период работ МГГ).— В сб.: Гляциол. исслед. № 5. Изд-во АН СССР, 1960.
192. Лебедева И. М. Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Полярный Урал. Ледник МГУ. М., 1963.
193. Лебедева И. М. Процессы таяния на леднике МГУ.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 8. М., 1963. Ротапринт.
194. Лебедева И. М. Процессы влагообмена на леднике МГУ и методика расчета.— В сб.: Тепловой и водный баланс снежно-ледяной толщи. Изд-во «Наука», 1965.
195. Лебедева И. М. Тепловой баланс ледника Дугава и возможности искусственного усиления стаивания его поверхности.— В сб.: Тепловой и водный баланс снежно-ледяной толщи. Изд-во «Наука», 1965.
196. Ледник Федченко, т. 1, 2. Ред. В. Л. Шульц. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
197. Ливеровский Ю. А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей печорского бассейна.— Труды Геоморфол. ин-та, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1933.
198. Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М., Изд-во АН СССР, 1955.
199. Лосев К. С. Лавины в СССР и сопредельных странах.— Метеорология и гидрология, № 1, 1961.

200. Львович М. И. Опыт классификации рек СССР.—Труды Гос. гидр. ин-та, вып. 6. Л., 1938.
201. Любомирова К. С. Радиационные свойства льда и влияние экспозиции и крутизны склона на таяние. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геогр. наук. Изд-во МГУ, 1963.
202. Макаревич К. Г., Вилесов Е. Н. Результаты наблюдений над снежным покровом на Гуюксийских ледниках в Зайлийском Алатау.— В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
203. Макеев П. С. Материалы к геоморфологии бассейна р. Ижмы.—Труды Ин-та физической географии АН СССР, вып. 16, 1935.
204. Материалы гляциологических исследований [МГГ]. Полярный Урал.—Метеорология, вып. 1, 2. М., 1961.
205. Мельник Д. М. О законах переноса снега и их использовании в снегоборьбе.—Журнал Техника железных дорог, № 11, 1952.
206. Миддендорф А. Путешествие на север и восток Сибири, т. I—IV. СПб., 1866—1878.
207. Миронова Н. Я. и Покровская Т. Н. Лимнологическая характеристика некоторых озер Полярного Урала.— В сб.: Накопление вещества в озерах. М., 1964.
208. Миронова Н. Я. и Россолимо Л. Л. Озерное накопление продуктов ледниковой эрозии на Полярном Урале.— В сб.: Накопление вещества в озерах. М., 1964.
209. Михалев В. И. Формирование температурного режима ледников Полярного Урала.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 9. М., 1964. Ротапринт.
210. Михалев В. И. О возможности определения многолетней поверхностной абляции ледников по изменению температуры льда с глубиной.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 11. М., 1965. Ротапринт.
211. Монин А. С. Турбулентная диффузия в приземном слое воздуха при устойчивой стратификации.— В сб.: Атмосферная диффузия и загрязнение воздуха (пер. с англ.). М., ИЛ, 1962.
212. Монин А. С. О структуре полей скорости ветра и температуре в приземном слое воздуха.— Труды Ин-та физики атмосферы АН СССР (в Сборнике атмосферной турбулентности). М., 1962.
213. Мостахов С. Е. Определение потока тепла при инверсиях.— Ученые записки Якутского ун-та, вып. 8, 1960.
214. Мостахов С. Е. Определение турбулентного потока тепла при инверсиях температуры воздуха.— В сб.: Тепло- и массообмен в мерзлых почвах и горных породах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
215. Нагинский Н. А. Основы общей динамики четвертичных ледниковых покровов.— Ученые записки Туркменского гос. ун-та, вып. XI. Ашхабад, 1957.
216. Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, 1943.
217. Нейштадт М. И. Палеогеография и история лесов СССР в голоцене. Изд-во АН СССР, 1957.
218. Нейштадт М. И. Голоцен на территории СССР.— Материалы Всес. совещ. по изучению четвертич. периода, т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
219. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
220. Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 3, 1931.
221. Обручев С. В. Солифлюкционные (нагорные) террасы и их генезис на основании работ в Чукотском крае.— Проблемы Арктики, № 3—4, 1937.
222. Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1955.
223. Осадчев Б. Я. и Иванова М. А. Геологическое строение бассейна рр. Нямы, Лядгея и Бол. Хууты (Полярный Урал).— Тр. НИИГА, т. 49. М.—Л., 1952.
224. Основные методические указания по гляциологическим исследованиям, вып. 6. Изучение снежного покрова. [МГГ]. М., 1957.
225. Павленко В. В. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений на Седуйхинском поднятии в пределах Малоземельской тундры.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
226. Падалка Г. Л. Перidotитовый массив Пар-Ер на Полярном Урале.— Труды АНИИ, т. 47, Л., 1936.
227. Панов Д. Г. Геоморфологический очерк Полярных Уралов и западной части Полярного шельфа. Труды Ин-та географии, вып. 26. Геоморфологические очерки СССР, № 4, Изд-во АН СССР, 1937.
228. Пармузин Ю. П. О палеогеографии Средней Сибири в четвертичном периоде.— В сб.: Вопросы географии, № 35. М., 1954.
229. Перов В. Ф. К вопросу о так называемой «подснежной эрозии».— В сб.: Вопросы физической географии полярных стран, вып. 1. М., 1958. Ротапринт.

230. Перов В. Ф. О классификации снежников горных стран.— Информ. сборник о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, № 3. М., 1958. Ротапринт.
231. Пирожников П. Л. К географическому познанию области, находящейся между Тазом и Енисеем.— Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 13, вып. 1, 1931.
232. Плам М. Я. О характере накопления снега в области аккумуляции на Эльбурсе.— В сб.: Гляциологические исследования, № 6. Изд-во АН СССР, 1961.
233. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчет. Л., Гидрометеониздат, 1946.
234. Поляков Н. С. Письма и отчеты о путешествиях в долину р. Оби.— Записки Академии наук, т. 30, 1877.
235. Пономарев Т. Н. Геологический очерк Интовского угленосного района Печерского округа Коми АССР.— Труды Центр. н.-и. геолого-развед. ин-та, вып. 125, 1939.
236. Попов А. И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири.— В сб.: Вопросы географии, № 12. М., 1949.
237. Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири.— В сб.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959.
238. Попов А. И. Палеогеография плейстоцена Большеземельской тундры.— Вестник Моск. ун-та, серия V, География, № 6. М., 1961.
239. Попов А. И. Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
240. Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье). Результаты исслед. по программе МГГ, гляциология, № 4. Изд-во АН СССР, 1960.
241. Прик З. М. Среднее положение приземных барических и термических полей в Арктике.— Труды АНИИ, т. 217. Л., 1959.
242. Пронин А. А. О валунно-песчано-галечниковых образованиях равнинной части восточного склона Среднего Урала.— В сб.: Материалы по геоморфологии Урала, вып. 1. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
243. Пьявченко Н. И. О перемещении растительных зон на севере Восточной Европы и Западной Сибири в послеледниковое время.— ДАН СССР, т. 34, № 1, 1952.
244. Разумейко Н. Г., Хмелевской И. Ф., Цыкин Е. Н., Цыкина Г. А. Маршрутное термозонирование на ледниках Советского Союза.— В сб.: Исследование ледников и ледниковых районов, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
245. Рафаилова Х. Х. Таймырский максимум.— Метеорология и гидрология, № 2, 1958.
246. Рейнин И. В. Новые данные о четвертичных отложениях бассейна р. Надым.— Труды ВНИГРИ, вып. 158, 1960.
247. Рейнин И. В. О морских четвертичных отложениях северо-западной части Западно-Сибирской низменности.— Геологический сборник, № 6. Труды ВНИГРИ, вып. 186, 1961.
248. Рейнин И. В., Лазуков Г. И., Левковская Г. М. Итоги изучения четвертичных отложений севера Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.— В сб.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Труды ВНИГРИ, вып. 225, 1963.
249. Рудовиц Ю. Л. О количестве оледенений и бореальных трансгрессий и о границе последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Северном Тимане.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода АН СССР, № 9, 1947.
250. Руководство по снегомерным работам в горах. Л., Гидрометеониздат, 1958.
251. Русин Н. П. Горизонтальный перенос снега в Антарктиде.— Труды Главной геофиз. obs., вып. 96. Л., 1959.
252. Рычков П. И. Топография Оренбургская, т. е. обстоятельное описание Оренбургской губернии. Оренбург, 1762.
253. Савельев А. А. К вопросу о характере оледенений в верхнечетвертичную и современную эпохи хр. Манита-Нырды.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
254. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.— Труды АНИИ, т. 201. М.—Л., 1948.
255. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.— Труды НИИГА, т. 77. Л., 1953.
256. Сакс В. Н. (ред.) Четвертичные отложения Советской Арктики.— Труды НИИГА, т. 91. М., 1959.
257. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей. М., Гидрометеониздат, 1959.
258. Семенов И. Н. О находке комплекса третичной микрофауны в рыхлых отложениях Воркутской мульды.— В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
259. Сеттон О. Г. Микрометеорология. Л., Гидрометеониздат, 1958.
260. Сивков С. И. Некоторые выводы из актинометрических наблюдений в Феодосии и Карадаге.— Метеорология и гидрология, № 6, 1940.
261. Сигов А. П. Речные террасы восточного склона Среднего Урала.— Материалы по геоморфологии Урала, вып. 1. Госгеолиздат, 1948.
262. Сирин Н. А. О следах двух оледенений на Приполярном Урале.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 10. Изд-во АН СССР, 1947.

263. Сири́н Н. А. Магматизм Приполярного и Полярного Урала. Госгеолтехиздат 1962.
264. Смоляков П. Т. и др. Об орографических факторах в общей циркуляции атмосферы.— Ученые записки Казанского ун-та, т. 3, кн. 5, 1951.
265. Соколовский Д. Л. Водные ресурсы рек Промышленного Урала и методика их расчета.— Труды н.-и. учрежд., серия 4, гидрология суши, вып. 7, М.— Свердловск, Гидрометеоздат, 1943.
266. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеоздат, 1952.
267. Солнцев Н. А. Снежники как геоморфологический фактор, М., 1949.
268. Софронов Г. П. Четвертичные отложения Воркутинского района.— Труды Ин-та мерзлотоведения, т. 6. Изд-во АН СССР, 1944.
269. Софронов Г. П. К геоморфологии Войкарского района (Полярный Урал).— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1945.
270. Сочава В. Б. Новейшие вертикальные движения земной коры и растительный покров.— В сб.: Землеведение, Новая серия, т. III (43), 1950.
271. Степанов И. С. К вопросу о характере новейших тектонических движений на западном склоне Среднего Урала.— ДАН СССР, т. 152, № 5, 1963.
272. Стрелков С. А. О некоторых закономерностях образования и размещения ледниковых отложений Севера СССР.— ДАН СССР, т. 144, № 2, 1962.
273. Судаков П. А. Снежный покров в гляциальной зоне Большой Алматинки (по наблюдениям в летние периоды 1960 и 1961 гг.).— В сб.: Гляциологические исследования в период МГГ. Заильский и Джунгарский Алатау, № 2. Алма-Ата, 1962.
274. Судаков П. А., Вилесов Е. Н. Режим снежного покрова и его распределение на Малоалмаатинских ледниках.— В сб.: Гляциологические исследования в период МГГ. Заильский и Джунгарский Алатау, № 2. Алма-Ата, 1962.
275. Сукачев В. Н. К вопросу об изменении климата и растительности на севере Сибири в послетретичное время.— Метеорол. вестник, т. 32, № 1—4, 1922.
276. Сулаквелидзе Г. К. Некоторые радиационные свойства сухого снега.— Сообщ. АН Груз. ССР, т. 12, № 8, 1951.
277. Сулаквелидзе Г. К. Некоторые физические свойства снежного покрова.— В сб.: Вопросы изучения снега и использования его в Народном хозяйстве. Изд-во АН СССР, 1955.
278. Тимофеев М. П., Огнева Т. А. Оперативный метод определения коэффициента турбулентного обмена на основании наблюдений над вертикальным профилем ветра. Расчет теплообмена и влагообмена земля—воздух.— Труды Главной геофиз. obs., вып. 20 (82). Гидрометеоздат, 1949.
279. Тимофеев М. П. О методике определения компонента теплового баланса подстилающей поверхности.— Труды Главной геофиз. obs., вып. 27 (89). Л., 1951.
280. Тихомиров Б. А. О лесной фазе в послеледниковой истории растительности севера Сибири и ее реликтах в современной тундре.— Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1941.
281. Тихомиров Б. А. Безлесье тундры, его причины и пути преодоления. Изд-во АН СССР, 1962.
282. Толмачев И. П. К вопросу о происхождении цирков.— Труды СПб. о-ва естествоиспыт., т. 30, вып. 1, 1899.
283. Троицкий Л. С. Некоторые особенности современного оледенения Полярного Урала.— В сб.: Гляциологические исследования, № 6, серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР, 1961.
284. Троицкий Л. С. Материалы гляциологических исследований [МГГ]. Полярный Урал. Гляциогеографология. М., 1962. Ротапринт.
285. Троицкий Л. С. Материалы гляциологических исследований [МГГ]. Полярный Урал. Общее описание исследований. М., 1962. Ротапринт.
286. Троицкий Л. С. Ледники южной части Полярного Урала.— В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
287. Троицкий Л. С. Основные черты современного оледенения Полярного Урала.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 8. М., 1963. Ротапринт.
288. Троицкий Л. С. Вопросы оледенения малых форм.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 8. М., 1963. Ротапринт.
289. Троицкий Л. С. О современной динамике ледников Полярного Урала.— В сб.: Гляциологические исследования, № 9 (серия МГГ). Изд-во АН СССР, 1963.
290. Троицкий Л. С. О размерах и характере оледенения Урала в четвертичном периоде.— ДАН СССР, т. 155, вып. 2, 1964.
291. Троицкий Л. С. О южных пределах плейстоценовой трансгрессии на Северо-Востоке Европейской части СССР.— ДАН СССР, т. 155, вып. 3, 1964.
292. Троицкий Л. С. Проблемы оледенения Урала в четвертичном периоде.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 9. М., 1964. Ротапринт.
293. Троицкий Л. С. О роли солифлюкционного подпруживания в формировании озерных котловин Полярного Приуралья.— В сб.: Тепловой и водный баланс снежно-ледяной толши. Изд-во «Наука», 1965.

294. Троинов М. В. Вопросы горной гляциологии. М., Географгиз, 1954.
295. Трошкина Е. С. Особенности таяния ледников южного склона Эльбруса.— Информ. сборник о работах МГГ, № 2. Эльбрусская экспедиция МГУ и Ин-та прикладной геофизики АН СССР. М., 1958.
296. Трошкина Е. С. Изучение вещественного баланса горных ледников в период МГГ.— В сб.: Гляциологические исследования, № 5. Изд-во АН СССР, 1960.
297. Тушинский Г. К. Ритм в динамике оледенения и снежности Кавказа.— Вестник Моск. ун-та, серия 5, география, № 1, 1960.
298. Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географгиз, 1963.
299. Урванцев Н. Н. Древнее оледенение на севере СССР — В сб.: Геология и полезные ископаемые севера СССР, т. 1. М., Изд-во Главсевморпути, 1935.
300. Хабаков А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями.— Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 15. М.—Л., 1945.
301. Харшан Ш. Л., Римашевский А. И. Наблюдения над снежным покровом на Ойском хребте (Зап. Саяны).— Труды Центр. ин-та прогнозов, вып. 96, 1960.
302. Хмаладзе Г. Н. Задачи и методы снегосъемок в горах Кавказа.— Труды Тбилисского н.-и. Гидромет. ин-та, вып. 3, 1958.
303. Ходаков В. Г. Метелевый перенос снега на Полярном Урале.— В сб.: Гляциологические исследования, № 6 (серия МГГ). Изд-во АН СССР, 1961.
304. Ходаков В. Г. Материалы гляциологических исследований [МГГ]. Полярный Урал. Снежный покров. М., 1962. Ротапринт.
305. Ходаков В. Г. Материалы гляциологических исследований [МГГ]. Полярный Урал. Абляция. Сток. М., 1962. Ротапринт.
306. Ходаков В. Г. Снежный покров и современное оледенение Полярного Урала.— В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
307. Ходаков В. Г. Об измерении снегонакопления в условиях горных районов Заполярья.— В сб. Гляциологические исследования, № 9 (серия МГГ). Изд-во АН СССР, 1963.
308. Ходаков В. Г. Вещественный баланс ледников Полярного Урала.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, вып. 8. М., 1963. Ротапринт.
309. Ходаков В. Г. Некоторые особенности таяния небольших ледников и снежников. (Автореферат статьи).— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника обсуждения, вып. 9, М., 1964. Ротапринт.
310. Ходаков В. Г. Процессы перераспределения снега и снежного покрова в горах.— В сб.: Материалы гляциол. исслед. [МГГ]. Хроника, обсуждения, № 9. М., 1964. Ротапринт.
311. Ходаков В. Г. Об одной возможной причине изменения среднесезонных величин вещественного баланса каровых ледников.— В сб.: Гляциологические исследования, № 13. Изд-во «Наука», 1964.
312. Ходаков В. Г. Некоторые особенности таяния небольших ледников и снежников.— В сб.: Тепловой и водный баланс снежно-ледяной толщи. Изд-во «Наука», 1965.
313. Хргиан А. Х. О влиянии Уральского хребта на облачность и осадки.— Метеорология и гидрология, № 3, 1961.
314. Хромов С. П. Географическое размещение климатологических фронтов.— Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 82, вып. 2, 1950.
315. Худомясова Ю. В. Вопросы снегонакопления и снеготаяния в малом горном бассейне.— Труды Транспортно-энергет. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 13. Вопросы гидрологии. Новосибирск, 1961.
316. Цыкин Е. Н. Рекогносцировочные исследования температур ледника Института географии АН СССР на Полярном Урале.— В сб.: Гляциологические исследования, № 5. Изд-во АН СССР, 1960.
317. Цыкин Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования).— В сб.: Гляциологические исследования (серия МГГ), № 8. Изд-во АН СССР, 1962.
318. Черемных Г. Д. Новые возможности использования материалов аэрофото съемки при гляциологических исследованиях.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1963.
319. Чернов Г. А. Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 9. Изд-во АН СССР, 1947.
320. Чернышев Ф. Н. Орографический очерк Тимана.— Труды Геол. комитета, т. 12, № 1. Пг., 1915.
321. Чигир В. Г. О механизме воздействия снежников на их ложе.— Вестник Моск. ун-та, № 1, серия V, геогр., 1964.
322. Чижова Н. Г. О роли разломов в формировании рельефа Полярного Урала.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала.— Труды ВСЕГЕИ. Л., 1963.

323. Чочиа Н. Г. Тектоническое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности.— Труды ВНИГРИ, вып. 158, 1960.
324. Чочиа Н. С. Климат Колво-Вишерского края.— Вестник Ленингр. ун-та, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4, 1960.
325. Шалатова Л. И. Снежники горной области Средней Азии и влияние абсолютной высоты и ориентации на их таяние. Автореферат. Диссертация на соискание ученой степени канд. геол. геогр. наук. Ташкент, 1954.
326. Шалатова Л. И. Влияние абсолютной высоты на таяние снежников в горных районах Средней Азии.— Изв. Узб. филиала геогр. об-ва СССР, т. I (XXII). Ташкент, 1955.
327. Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР.— Труды Гос. гидр. ин-та, вып. 20 (74), 1949.
328. Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Зап.-Сиб. низменности.— Труды Томского ун-та, т. 133, 1956.
329. Шварева Ю. Н. Климат Приполярного и Полярного Урала.— В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
330. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария.— Записки Геогр. об-ва СССР, т. 16, новая серия, 1957.
331. Шнитников А. В. Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения северного полушария.— Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 93, вып. 1, 1961.
332. Шпак И. С. О точности наблюдений над снежным покровом при снегосъемках.— Труды Гос. гидр. ин-та, вып. 45 (99), 1954.
333. Шренк А. Г. Путешествие к северо-востоку России через тундры самоедов к северным Уральским горам, предпринятое в 1837 г. СПб., 1855.
334. Штукенберг А. А. Отчет геологического путешествия в Печорский край и Тиманскую тундру (исследования 1874 г.).— Материалы для геологии России, т. VI, вып. 1. СПб., 1875.
335. Шульц В. Л. Таяние снежников. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1952.
336. Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики.— Труды АНИИ, т. 11, Л. 1949.
337. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. Изд-во АН СССР, 1955.
338. Шумский П. А. К методике определения скорости питания ледников.— В сб.: Гляциологические исследования, № 9. Изд-во АН СССР, 1963.
339. Шумский П. А. Климатика стационарного ледника.— В сб.: Гляциологические исследования, № 9. Изд-во АН СССР, 1963.
340. Щербачева Е. П. Изучение режима снежного покрова в СССР.— Труды третьего Всесоюзного гидрологического съезда, т. III. Л., 1959.
341. Яковлев Г. Н. Тепловой баланс ледникового покрова Центральной Арктики.— В сб.: Проблемы Арктики, вып. 5. Л., 1958.
342. Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода АН СССР, № 9, 1947.
343. Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 17. М., 1956.
344. Янковский В. М. Основные результаты изучения четвертичных отложений и геоморфологии Малоземельской тундры.— Труды Сов. секции ИНКВА, т. 4, вып. IV, 1939.
345. Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Л. Гидрометеонздат, 1957.
346. Ahlman H. W. Glaciological research on the North Atlantic coasts. London, Roy. Geogr. Soc., 1948.
347. H. H. G. Jellinek, A. Schlucter. Particle—size distribution of pulverized snow.— J. Glaciol., 3, N 26, 1959.
348. Kasser P., Muller W. Über die Gletcheränderungen seit 1900 in den Schweizer Alpen mit Hinweisen auf die Bedeutung für die Wasserwirtschaft.— Wasser- und Energiewirtschr., N 8—10, 1960.
349. McCall J. G. The internal structure of a cirque glacier. Report on the studies of englacial movements and temperatures. J. Glaciol., 2, N 12, 1952.
350. McCall J. G. The flow characteristics of a cirque glacier and their effect on glacial structure and cirque formation. In: Norwegian cirque glaciers. Roy. Geogr. Soc. Res. series, N 4. London, 1960.
351. Mellor M., Radoc U. Some properties of drifting snow. Symposium on Antarctic meteorology. Melbourne, 1959.
352. Robin G. de Q. Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets.— J. Glaciol., 2, N 18, 1955.
353. Schytt V. The glaciers of the Kebnekajse.— Massif. Department of Geography, University of Stockholm.— Geogr. ann., 61, N 4, 1959.
354. Snow Hydrology. United States Department of Commerce. Office of Technical Services. U. S. Government Print. Office, Washington, 1959.
355. Wallen C. C. Glacial-meteorological investigations on the Karsa glacier in Swedish Lapland, 1942—1948. Geogr. ann., 30, N. 3—4, 1948.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Особенности рельефа и морфология оледенения (<i>Л. С. Троицкий</i>)	10
1. Основные черты рельефа	10
2. Закономерности распространения ледников	16
3. Типы ледников, их морфология и рельефообразующая деятельность	26
Глава II. Гидрометеорологическая характеристика территории	46
1. Общая циркуляция атмосферы (<i>А. С. Гуськов</i>)	47
2. Основные элементы климата (<i>А. С. Гуськов</i>)	49
Радиационный режим	51
Давление воздуха и ветер	54
Температура воздуха	59
Влажность воздуха	64
Облачность	66
Осадки	69
Другие метеорологические явления	71
Многолетняя изменчивость климата	75
3. Синоптические условия характерных типов погоды (<i>В. Н. Адаменко</i>)	77
Холодный период	77
Теплый период	84
4. Гидрологическая характеристика (<i>В. Г. Ходаков</i>)	91
Некоторые особенности гидрографии	91
Водный режим опытного бассейна р. Б. Хадаты	94
Годовой сток рек северных районов Урала	100
Глава III. Формирование снежного покрова и аккумуляция снега на ледниках (<i>В. Г. Ходаков</i>)	102
1. Физико-механические свойства снега	103
2. Режим снежного покрова	109
Режим накопления снега	109
Температурный режим и изменения стратиграфии снежной толщи	111
3. Распределение снеготпасов	113
4. Процессы перераспределения снега и снежного покрова	120
5. Аккумуляция снега на ледниках	135
Глава IV. Абляция и тепловой баланс поверхности снежного покрова и ледников	144
1. Абляция и методы ее измерения (<i>И. М. Лебедева, В. Н. Адаменко</i>)	142
2. Радиационные факторы таяния (<i>И. М. Лебедева, В. Н. Адаменко, Л. А. Живкович</i>)	145
Прямая радиация	145
Рассеянная радиация	149
Суммарная радиация	152
Поглощенная коротковолновая радиация	154
Эффективное излучение	158
Радиационный баланс	160
Проникновение солнечной радиации в лед	163
3. Турбулентные потоки тепла и влаги как фактор таяния (<i>И. М. Лебедева, В. Н. Адаменко, Л. А. Живкович</i>)	170
4. Типы таяния (<i>В. Н. Адаменко</i>)	180
5. Режим абляции снежного покрова и ледников (<i>В. Г. Ходаков</i>)	182

6. Закономерности пространственного изменения абляции поверхности ледников и снежников (В. Г. Ходаков)	183
Влияние размера снежника или ледника на интенсивность абляции	184
Особенности теплового баланса и интенсивности абляции поверхности каровых ледников	189
Влияние абсолютной высоты на интенсивность абляции поверхности ледников и снежников	191
7. Способы расчета таяния снега, фирна и льда (И. М. Лебедева, В. Г. Ходаков)	194
8. Суммарная абляция поверхности ледников (В. Г. Ходаков)	196
9. Сток с ледников (Л. А. Живкович)	199
Режим стока	199
Водный баланс ледниковых ручьев	206
Твердый сток ледниковых ручьев	207
Глава V. Температурный режим ледников (В. И. Михалев)	209
Глава VI. Процессы льдообразования и строение ледников (В. И. Михалев)	221
1. Процессы льдообразования	221
2. Текстуры фирна и льда	230
3. Движение льда и деформация первичных текстур	234
Глава VII. Вещественный баланс ледников (В. Г. Ходаков)	239
1. Составляющие вещественного баланса	239
2. Многолетние изменения составляющих вещественного баланса ледников	247
Глава VIII. История оледенения Урала (Л. С. Троицкий)	257
1. Плейстоценовое оледенение	257
2. Голоценовое оледенение	274
3. Эволюция современного оледенения	278
Заключение	283
Abstract	289
Литература	292

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. Peculiarities of relief and glaciation morphology (<i>L. S. Troitsky</i>)	10
1. Major features of relief	10
2. Regularities in glaciers distribution	16
3. Types of glaciers, their morphology and relief forming activity	26
Chapter II. Hydrometeorological characteristic of the territory	46
1. General atmospheric circulation (<i>A. S. Guskov</i>)	47
2. Major elements of climate (<i>A. S. Guskov</i>)	49
Radiation regime	51
Air pressure and wind	54
Air temperature	59
Air humidity	64
Nebulosity	66
Precipitation	69
Other meteorological phenomena	71
Perennial climatic changes	75
3. Synoptic conditions of characteristic weather types (<i>V. N. Adamenko</i>)	77
Cold period	77
Warm period	84
4. Hydrological description (<i>V. G. Khodakov</i>)	91
Certain peculiarities of hydrography	91
Water regime of the experimental basin of the river Bolshaya Khadata	94
Annual run-off of rivers in the northern regions of the Urals	100
Chapter III. Snow cover formation and snow accumulation on glaciers (<i>V. G. Khodakov</i>)	102
1. Physico-mechanical properties of snow	103
2. Snow cover regime	109
Snow accumulation regime	109
Temperature regime and changes of stratigraphy of the snow cover	111
3. Snow storage distribution	113
4. Processes of snow and snow-cover redistribution	120
5. Snow accumulation on glaciers	135
Chapter IV. Ablation and heat balance of snow cover surface and of glaciers	141
1. Ablation and methods of its measurement (<i>I. M. Lebedeva, V. N. Adamenko</i>)	142
2. Radiation factors of melting (<i>I. M. Lebedeva, V. N. Adamenko, L. A. Zhivkovich</i>)	145
Direct radiation	145
Scattered radiation	149
Total radiation	152
Absorbed short-wave radiation	154

Effective radiation	158
Radiation balance	160
Penetration of solar radiation into ice	163
3. Turbulent heat and moisture flows (<i>I. M. Lebedeva, V. N. Adamenko, L. A. Zhivkovich</i>)	170
4. Types of melting (<i>V. N. Adamenko</i>)	180
5. Melting regime of snow cover and glaciers (<i>V. G. Khodakov</i>)	182
6. Regularities in spatial variation of ablation from the surface of glaciers and névés (<i>V. G. Khodakov</i>)	183
Influence of the size of névé or glacier on ablation intensity	184
Peculiarities of heat balance and ablation intensity of the surface of corrie glaciers	189
Influence of absolute altitude on ablation intensity of the surface of glaciers and névés	191
7. Methods of calculation of snow, firn and ice melting. (<i>I. M. Lebedeva, V. G. Khodakov</i>)	194
8. Total ablation of glaciers surface (<i>V. G. Khodakov</i>)	196
9. Run-off from glaciers (<i>L. A. Zhivkovich</i>)	199
Run-off regime	199
Water balance of glacier rivulets	206
Solid run-off of glacier rivulets	207
Chapter V. Temperature regime of glaciers (<i>V. I. Mikhailov</i>)	209
Chapter VI. Processes of ice formation and glacier construction (<i>V. I. Mikhailov</i>)	221
1. Ice formation processes	221
2. Firn and ice texture	230
3. Movement of ice and deformation of primary textures	234
Chapter VII. Matter balance of glaciers (<i>V. G. Khodakov</i>)	239
1. Matter balance components	239
2. Perennial changes of matter balance components of glaciers	247
Chapter VIII. History of glaciation of the Urals (<i>L. S. Troitsky</i>)	257
1. Pleistocene glaciation	257
2. Holocene glaciation	274
3. Evolution of modern glaciation	278
Conclusions	283
Abstract	289
References	292



*Л. С. Троицкий, В. Г. Ходаков,
В. И. Михалев, А. С. Гуськов,
И. М. Лебедева, В. Н. Адаменко,
Л. А. Живкович*

Оледенение Урала
Гляциология № 16

*Утверждено к печати
Межведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме АН СССР*

Редактор *Г. В. Гзовская, С. А. Житникова*
Технический редактор *Н. Ф. Егорова*

Сдано в набор 21/II 1966 г.
Подписано к печати 26/VII 1966 г.
Формат 70 × 108^{1/8}. Печ. л. 19,25+2 вкл.
Усл. печ. л. 27. Уч.-изд. л. 26,5 (26,3+0,2 вкл.)
Тираж 1100 экз. Т-07682. Изд. № 662/05. Тип. зак. 6144



Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10