МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ГОД
ANNEE GEOPHYSIGUE INTERNATIONALE

ГЛЯЦИОЛОГИЯ АЛТАЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1965

ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени В. В. КУЙБЫШЕВА

ГЛЯЦИОЛОГИЯ АЛТАЯ

ВЫПУСК IV

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1965

Редактор профессор М. В. Тронов

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

М. В. Тронов, Л. Б. Тронова, Н. И. Белова. Основные черты климата горно-ледникового бассейна Актру 3

Л. Н. Ивановский. Вопросы сопоставления конечных морен на Алтае 49

Я. К. Башлаков. Гидрометеорологический режим верхней части бассейна р. Аккем летом 1962 г. 70

М. А. Душкин. Многолетние колебания ледников Актру и условия развития молодых морен 83

В. С. Ревякин. Некоторые характеристики орографических условий оледенения в истоках реки Абыл—оюк 102

П. А. Окишев. Численные характеристики отступания ледников горного узла Биш-Иирду на Алтае 117

П. А. Окишев. Некоторые замечания о деградации ледника Большой Актру 146

Л. Б. Тронова. Метеорологический режим летних сезонов 1960—1962 гг. в верхней долине Актру 153

Н. И. Белова. Солнечная радиация в долине Актру . . 172

И. Я. Олейник. Сводные данные об абляции ледников Актру в 1956—1963 гг. 190

Н. И. Иванов. Некоторые особенности распределения снежного покрова на северном склоне горного узла Биш-Иирду . . . 199

И. М. Колюшкина. Особенности гидрологического режима реки Актру в 1960—1962 гг. 225

И. М. Колюшкина. Необычайная мутность воды р. Актру в 1962 году 232

К. И. Попова. О циркуляции атмосферы над Алтаем в абляционный период 238

Л. И. Трифонова, Л. П. Федюшина. К вопросу о приведении температуры и осадков станции Нижняя Актру к многолетнему ряду 255

В. А. Брок. Синоптические процессы за абляционный период 1962 года в пределах Горного Алтая 271

Б. В. Фащевский. О внутригодовой зарегулированности стока рек Горного Алтая 286

М. В. ТРОНОВ, Л. Б. ТРОНОВА, Н. И. БЕЛОВА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КЛИМАТА ГОРНО-ЛЕДНИКОВОГО БАССЕЙНА АКТРУ

Общие замечания

Главные основания для выбора ледников Актру в качестве основных объектов детальных гляциологических исследований в период Международного геофизического года были следующие. Горно-ледниковый узел Биш-Иирду по общему объему современного оледенения не уступает другим ледниковым центрам Алтая, в частности Белухе; по разнообразию форм оледенения Биш-Иирду должен быть поставлен на первое место. Очень важно, что здесь имеются плоские водоразделы и ступени на высотах 3100—3600 м, частью щебнистые, частью закрытые снежно-фирновыми полями. Это позволяет поставить специальные наблюдения для выяснения влияния подстилающей поверхности на баланс снегонакопления — снеготаяния. Пара главных ледников Актру — Большой и Малый Актру — весьма типичные для Алтая долинные ледники. Они имеют большое вертикальное протяжение (1600 и 1500 м), благодаря чему связи их режима с метеорологическими условиями оказываются весьма полными и разносторонними.

Климатические условия оледенения в горах Биш-Иирду можно считать некоторыми средними для горного Алтая, более типичными, чем в районе Белухи. Об этом можно судить на основании сопоставления высот снеговой линии (Тронов, Олейник, 1962).

Западные хребты Алтая	2300—2500 м
Белуха	2750
Биш-Иирду	2900—3000
Крайний восток Алтая	3400

Такая приближенность климатических условий Биш-Иирду к средним для ледникового Алтая представляет обстоятельство, благоприятное для получения общих выводов о климатическом режиме оледенения Алтая. Это важно и в том отношении, что с данными наблюдений базовой гляциометеорологической станции в Актру можно уверенно сопоставлять результаты различных экспедиционных наблюдений на большой территории горного Алтая. Кроме того, сплетение хребтов Биш-Иирду представляет не только крупный ледниковый центр, но

и очень интересный внутренний климатический район с большим увлажнением. Здесь формируется сток, в большей мере ледниковый, целого ряда полноводных речных потоков, относящихся к системам рек Чуи и Аргута. Большая степень увлажненности склонов и внутренних долин Биш-Иирду показывается еще тем, что весь район сильно залесен, причем в верховьях рек много влаголюбивого кедра.

Количество осадков в районе Биш-Иирду по косвенным признакам оценивалось годовой суммой 800—1500 мм (см., например, Русанов, 1961). Во всяком случае годовые суммы осадков здесь намного больше, чем отмечают постоянные метеорологические станции в высокогорном Алтае (Онгудай 360 мм, Катанда 437 мм), и даже несравнимо больше, чем на ближайшей станции Кош-Агач (123 мм). К этому надо добавить, что данные наблюдений над осадками высокогорных станций Аккем (471 мм) и Кара-Тюрек (536 мм), расположенных в районе Белухи, также совсем не объясняют больших величин речного стока в этой части бассейна Катуни. Правда, для истоков этой реки, по наблюдениям давно закрытой станции Катунь, подсчитана годовая сумма осадков в 875 мм. Однако есть все основания считать, что в районе Катунского ледника осадков выпадает в два раза больше. Таким образом, организация наблюдений в типичном ледниковом районе, каким является бассейн Актру, была необходима не только в целях собственно гляциологических, но также с точки зрения задач гидрологии и климатологии горного Алтая.

С самого начала работ Международного геофизического года, т. е. с июля 1957 года, в верховье реки Актру были организованы две станции: гидрометеорологическая и актинометрическая станция Нижняя Актру в долине реки, в 2 км от ледника Малый Актру, и метеорологическая станция Верхняя Актру в средней части ледника Левый Актру (т. е. левого потока Большого Актру), непосредственно на ледниковой поверхности. Местоположение станции показано на прилагаемой схеме (рис. 1).

Нижняя станция расположена на левом берегу р. Актру на высоте 2150 м рядом с альпинистским лагерем Актру. Здесь имеется ровная галечниковая площадь шириной примерно в 200 м с открытым горизонтом на ССВ, т. е. вниз по долине. Более закрыт горизонт с противоположной стороны, где сравнительно близко, на расстоянии 4 км, поднимается высокая вершина (3600 м) у ледников Актру. Высокие склоны с правой и с левой стороны долины, в самом низу лесистые, закрывают небосвод до 30° над горизонтом и этим очень ограничивают освещение дна долины.

Станция выполняет основную программу наблюдений в течение 4—4,5 месяцев экспедиционного периода, так что

к настоящему времени накопился значительный материал, позволяющий охарактеризовать метеорологические условия летних сезонов в верхней долине Актру. К сожалению, для характеристики холодного периода года может быть использован лишь небольшой материал сокращенных наблюдений за 4 зимних сезона.

Нужно отметить еще следующее обстоятельство. По условиям местоположения станция Нижняя Актру имеет большое сходство со станцией Аккем на северных склонах Белухи. Абсолютные высоты станций отличаются немного: Актру

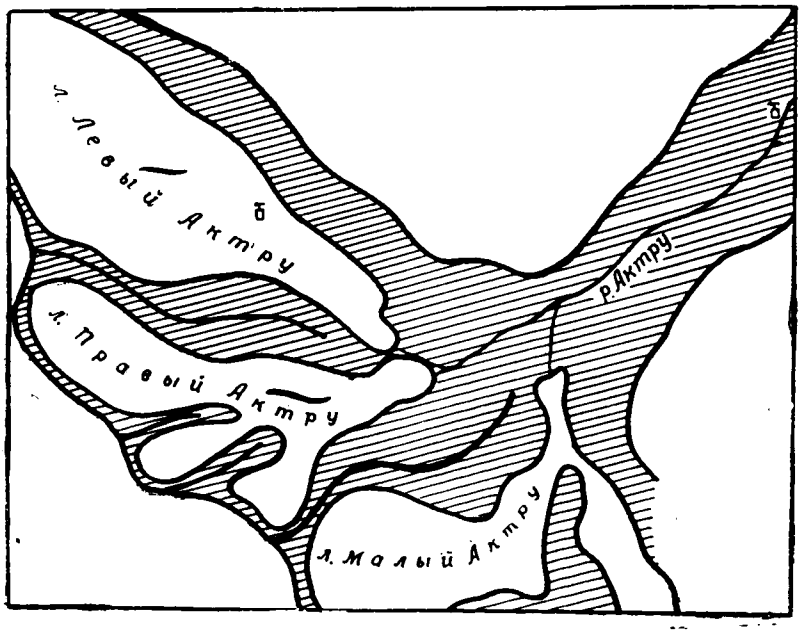


Рис. 1. Схема расположения ледников Актру

2150 м, Аккем 2050 м. Долины той и другой речки направлены в общем на север и имеют по бокам высокие, но бесснежные склоны, а в тылу их поднимаются снеговые вершины с ледниками. Только этот тыловой орографический барьер в Аккеме выше, чем в Актру: вершина Белухи достигает 4506 м высоты, а Актру-баш — только 4075 м. Весь пространственный масштаб верхнего бассейна Аккема несколько крупнее, чем бассейна Актру. Дно долины Актру галечниковое, а станция Аккем расположена на берегу довольно крупного Аккемского озера, имеющего 1,5 км в длину. Имеются, очевидно, и другие различия в характере местности,

окружающей станции Актру и Аккем. Они должны, естественно, вызывать те или иные особенности в местных условиях погоды.

Тем не менее общее сходство орографических условий в пунктах расположения станций Актру и Аккем, при наличии расстояния между ними по прямой линии всего лишь в 100 км, заставляет сделать предположение о возможности приведения данных станции Актру к многолетнему ряду по станции Аккем. Вопрос этот, однако, оказывается сложным; по-видимому, он решается вполне положительно в отношении средних температурных показателей, сложнее в отношении количества осадков. Вопрос требует особого рассмотрения (Трифонова, Федюшина (в этом же сборнике).

Станция Актру Верхняя работала более короткие (1,5—2 месяца) периоды времени, чем Нижняя Актру, в 1957, 1958 и 1959 годах. Она была расположена на высоте 2850 м в средней части ровного течения ледника Левый Актру, где он имеет ширину 800 м и уклон около 6°. Правый склон над ледником закрыт снежно-фирновыми полями. Метеорологическая будка была поставлена ближе к левой береговой морене, склон долины над ней обнажен от снега. Общая сумма материалов по этой станции гораздо меньше, чем по станции нижней. Все же эти материалы позволяют установить основные различия в погодных условиях в долине и на леднике, зависящие как от разности высот, так и от влияния подстилающей поверхности.

Станция Актру Верхняя по высотному положению близко подходит к постоянно действующей станции Кара-Тюрек (в районе Белухи), которая расположена лишь на 200 м ниже. Но характер местности там и здесь совсем другой, так как станция Кара-Тюрек находится на волнистом открытом водоразделе (между Аккемом и Кочурлой) с травяным покровом. Естественно, что в смысле общего познания климата высокогорного Алтая наблюдения этих станций имеют существенное самостоятельное значение. Однако возможность приведения данных станций Верхняя Актру к многолетнему ряду по Кара-Тюреку, по-видимому, исключается вовсе. Скорее возможно двухстепенное приведение по станции Аккем через промежуточную станцию Нижняя Актру.

Существенное дополнительное значение для характеристики климата бассейна Актру имеют многочисленные эпизодические маршрутные наблюдения. Такими наблюдениями охватывается по существу вся территория бассейна Актру, включая и фирновые области ледников, а также и наиболее высокие точки вершин. Ценность и значение таких наблюдений в смысле возможности их использования для характеристики климата возрастают благодаря наличию базовой станции Нижняя Актру. Данные маршрутных наблюдений

становятся сравнительными, а не изолированными или оторванными и могут, следовательно, укладываться в общий ряд различных характеристик климата.

Такая выполненная программа метеорологических и актинометрических наблюдений, в основе которой лежит круг наблюдений в долине ниже ледника, кажется совсем недостаточной для выяснения хотя бы основных черт климата ледниковой зоны с большим вертикальным протяжением. Практически, однако, дело обстоит значительно лучше благодаря тому, что метеорологические наблюдения входят в общий комплекс гляциологических исследований. Известно, что режим ледников и вытекающих из них речных потоков тесно связан с климатом и с меняющимися метеорологическими условиями. Поэтому в высокогорной местности возрастает число географических или косвенных признаков климата, которые в целом обладают разносторонностью и хорошей степенью надежности. Вполне понятно, что при наличии параллельных метеорологических наблюдений в близком к ледникам пункте гляциологические и гидрологические признаки климата приобретают еще большую степень надежности и конкретности. Такие признаки в дальнейшем будут использованы и в настоящей статье.

Статья эта отнюдь не преследует цели представить полные анализы тех метеорологических и смежных гляциологических и гидрологических материалов, при помощи которых могут быть обоснованы различные детальные характеристики климата. Вместе с тем необходимо в первую очередь установить главные черты климата, определяющие режим ледников Алтая (не только ледников Актру). Такую общую характеристику климата мы начнем с описания главнейших его элементов.

Солнечная радиация

Актинометрические наблюдения на нижней и верхней станциях Актру включали измерения прямой, рассеянной, суммарной и отраженной солнечной радиации. Измерения делались при помощи проверенных стандартных актинометров и альбедометров типа Янишевского в соответствии с «Руководством гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям» (Гидрометеоиздат, 1957). Кроме того, при помощи стандартного гелиографа определялось число часов солнечного сияния. Полные таблицы результатов актинометрических наблюдений за 1957—1959 годы включены во второй том отчетных материалов по Алтайской экспедиции, представленных в Мировой центр данных МГГ в Москве. Материалы наблюдений за последние три года также обработаны и намечены к опубликованию в том или ином виде. Здесь приводятся в табличной форме общие ито-

говые данные, необходимые для характеристики климатических условий.

Таблица 1

Средние и максимальные значения интенсивности прямой радиации при безоблачном небе в полуденные часы станция Нижняя Актру — за 4 месяца, 6 лет (1957—1962 гг.) станция Верхняя Актру — за 3 месяца, 3 года (1957—1959 гг.) в *кал/см²мин*

Месяцы	Нижняя Актру		Верхняя Актру	
	средн.	макс.	средн.	макс.
Июнь	1,49	1,63		
Июль	1,42	1,56	1,34	1,60
Август	1,44	1,67	1,49	1,69
Сентябрь	1,45	1,62	1,57	1,61

Приведенные в таблице цифры характеризуют степень яркости солнца в ледниковой зоне Алтая. Она велика. Аналогичные осредненные значения для 50° с. ш. на территории СССР составляют 1,23—1,19 кал/см²мин, т. е. примерно на 0,25 кал. меньше («Радиационный режим территории СССР», Гидрометеоиздат, 1961). На высокогорной станции Тянь-Шань (3670 м) максимальные величины прямой радиации составляют 1,58—1,69 кал/см²мин, что близко к нашим данным. Только на леднике Федченко на уровнях, близких к 5000 м, прямая радиация, оказывается, еще больше, достигает 1,7 и даже 1,8 кал/см²мин («Ледник Федченко», т. 2, 1962).

Для характеристики реальных условий инсоляции земной поверхности приведенные цифры следует уменьшить. Интенсивность прямой радиации в полдень, перечисленная на горизонтальную поверхность, будет на 11—30% меньше. Кроме того, прямая радиация ослабляется облачностью. Если подсчитать средние ее полуденные значения для всех случаев, когда прямая радиация, хотя бы ослабленная, отмечается актинометром, то получаются цифры 1,0—1,3 кал/см²мин.

Но зато к прямой радиации солнца прибавляется еще рассеянная. В совершенно ясные дни она составляет обычно около 8—10% от прямой радиации. Но в облачные дни, даже при отсутствии прямой радиации, она может достигать значений до 0,55—0,60 кал/см² мин. Но она крайне мала в ненастные дни; отсюда вытекает, что наибольший интерес с точки зрения связи солнечной радиации с температурными условиями и с режимом ледников представляет суммарный поток прямой и рассеянной радиации. Приведем осредненные данные по месяцам (табл. 2).

Приведенные цифры значительны, но не так уж велики. Они даже меньше тех, какие можно снять для района Центрального Алтая с общих карт распределения солнечной радиации по территории СССР, помещенных в уже указанной книге «Радиационный режим территории СССР». Судя по этим картам, для географического положения бассейна Актру должны быть характерны месячные суммы солнечной радиации около 17 ккал/см² в июне, с уменьшением их до 11 ккал/см² в сентябре.

Таблица 2

Месячные суммы суммарной радиации (*ккал/см²*)

Месяцы	Н. Актру	В. Актру
Июнь	10,50	
Июль	10,97	8,95
Август	9,62	7,88
Сентябрь	7,27	7,03

Очевидно, что значительная загороженность горизонта снижает общую инсоляцию долины Актру. Не менее важной причиной является большая облачность и частая ненастная погода в бассейне Актру. Действительное число часов солнечного сияния по отношению к возможному при безоблачном небе составляет в июне 38, в июле 30 и в августе 34 процента. Однако при безоблачной погоде или в дни, когда временные затенения солнца компенсируются ярким светом от облаков, могут возникнуть большие суммы солнечной радиации. Это хорошо показывают цифры таблицы 3, на стр. 10.

Отсюда, из сравнения данных двух последних таблиц, вытекает следующее важное замечание. Большие, и очень большие показатели солнечной радиации в отдельные дни и в отдельные периоды в бассейне Актру возникают и особенно выделяются на общем фоне не повышенных, а скорее пониженных месячных (в летнем сезоне) сумм радиации. С такими днями связываются и высокие температуры воздуха и в еще большей степени усиленное таяние ледников.

Становится характерным вместе с тем чередование дней и периодов с большими и малыми суточными суммами солнечной радиации.

Вот типичные примеры:

Станция Верхняя Актру, июль 1959 года

14 июля	496 кал/см²
15 «	776

	16 «	390
	17 «	822
Станция	Нижняя Актру, июль	1959 года
	4 июля	605 кал/см²
	5 «	256
	6 «	86
	7 «	82
	8 «	82
	9 «	378
	10 «	392
	11 «	716

Характер чередования и число дней с большой и малой инсоляцией в отдельные годы (вывод — только для летних сезонов) могут быть весьма различными. Это приводит к большой неустойчивости месячных и сезонных сумм солнечной радиации. Так, на станции Нижняя Актру в 1959 и в 1960 годах измерены следующие суммы солнечной радиации (в ккал/см²):

Таблица 3

Максимальные суточные суммы общего потока солнечной радиации (*кал/см²мин*)

Годы	июнь	июль	август	сентябрь
Нижняя Актру				
1957		769	585	
1958		679,5	624	558,5
1959	727,8	768,8	719,6	513,9
1960	529,2	643,5	504,5	354
1961		590,8	542,6	424,9
1962	668,4	710,9	565,6	454,3
Верхняя Актру				
1957		714	551,4	
1958		672	604	450
1959		822	741	553

	1959 г.	1960 г.
Июнь	12,1	8,6
Июль	13,9	8,8
Август	12,2	8,7
Сезон	38,4	26,2

Разница—в полтора раза; она является сильнейшим, хотя и не единственным, фактором колебаний режима ледников. Абляция ледников Актру в 1959 году была в два раза большей, чем в 1960 году, и на низких уровнях достигала 6 м.

Представляет большой интерес выяснение различий радиационного режима на ледниках и в долине Актру. Вопрос, очень важный для выводов гляциологических и гидрологических, требует специального исследования. Данные, приведенные здесь в таблицах, позволяют отметить следующее:

1. Максимальные суммы солнечной радиации в отдельные дни вместе с самыми высокими показателями ее интенсивности оказываются несколько бо́льшими на станции Верхняя Актру, которая расположена на 700 м выше, чем Нижняя Актру.

2. Однако месячные и сезонные суммы солнечной радиации, наоборот, оказались несколько бо́льшими в долине Актру, т. е. отмечены на нижней станции. Причина заключается в увеличении облачности над ледниками по сравнению с расположенной ниже долиной реки.

Оба эти вывода нуждаются в уточнении при помощи дальнейших наблюдений. Нужно установить вполне определенные количественные различия в суммарной солнечной радиации в долине и на ледниках.

3. Третье отличие, выше в таблицах не отмеченное, заключается в различной величине альбедо подстилающей поверхности:

галечниковой (Нижняя Актру) 17%
ледниковой (Верхняя Актру) . . . . . 29%.

Это средние цифры. Разница могла бы быть бо́льшей, если бы поверхность ледника не смачивалась талой водой в дневное время. В отдельные дни, после снегопадов, альбедо ледниковой поверхности может возрастать резко, достигая 80% и более.

Кроме этого, должно быть указано очень важное различие между долиной и ледником Актру в смысле самого эффекта действия солнечной радиации. Инсоляция галечниковой поверхности непосредственно приводит к ее сильному нагреванию. Если поверхность была ранее сильно смочена дождем, то обсыхание гальки происходит чрезвычайно быстро, буквально в несколько минут. Поверхность льда не нагревается выше нуля, и солнечная энергия тратится в основном на его таяние, а в небольшой мере — на испарение. Положение это общеизвестно, но его нельзя опустить в общей характеристике метеорологических условий.

Основные черты температурного режима в бассейне Актру

Самым главным и общим показателем тепловых свойств климата справедливо считаются значения средних месячных и годовых температур воздуха. В связи с небольшим вообще периодом наблюдений в Актру и с тем, что за отдельные месяцы этот период оказывается неодинаковым (ниже приводится таблица средних месячных температур за все годы наблюдений), итоговые средние, следовательно, не вполне сравнимы друг с другом, что, впрочем, не препятствует общей оценке климата. Вопрос о приведении к многолетнему ряду рассматривается отдельно (табл. 4).

Как видно из таблицы, данные за отдельные годы могут существенно друг от друга отличаться. Влияние же таких изменений на режим ледников, как показали наблюдения, можно назвать не только значительными, но даже очень большим. На этом вопросе поэтому ниже придется остановиться отдельно. Осредненные с 1957 года данные по станции Нижняя Актру надо считать близкими к многолетним средним, так как минувший шестилетний период характеризовался чередованием более теплых и холодных летних сезонов, а не преобладанием сезонов одного типа.

Бросается в глаза резко сниженная континентальность климата, по сравнению со степными долинами Алтая, особенно с Чуйской степью: станция Кош-Агач имеет июльскую температуру воздуха 15° и январскую — 31°. Однако это свойство климата Актру не является неожиданным открытием, так как уменьшение амплитуды годового хода температуры известно для станции Аккем (январь — 20°, июль — 9°) и особенно для станции Кара-Тюрек (январь — 17°, июль — 6°). Подтверждается, таким образом, что склоны гор в Центральном Алтае в отличие от больших широких долин имеют сравнительно мягкую зиму. Вполне очевидно, что как станция Кош-Агач или Котанда, так и станции Актру или Аккем зимой находятся в зоне устойчивого влияния азиатского (монгольского) антициклона. Однако верхние станции находятся на таком высотном уровне и в таких условиях рельефа, в которых влияние антициклона не приносит больших морозов.

На станции Верхняя Актру зимних наблюдений не было. Однако в связи с условиями рельефа и с совершенно свободным стоком холодного воздуха там никак нельзя ожидать особо низких зимних температур. Вполне вероятно, что январские температуры на станции Верхняя Актру даже несколько выше, чем на станции Нижняя Актру, так как долина реки ниже последней перегорожена моренным валом, хотя и невысоким. Аналогичным образом станция Кара-Тюрек в районе Белухи имеет несколько более высокие январские

Таблица 4

Средние месячные и годовые температуры воздуха, станция Нижняя Актру

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1958	—20,7	—14,2	—12,5	—5,5	2,8	5,0	9,3	8,4	4,4	—4,3	—12,9	—14,7	—4,5
1959	—19,1	—16,2	—10,1	—2,2	4,6	8,2	10,3	8,1	6,5	—2,8	—16,6	—21,3	—4,1
1960	—18,4	—14,2		—5,5	0,5	7,1	9,1	7,5	4,5		—14,5	—19,5	
1961	—19,8	—15,2	—12,4	0,2	3,4	7,6	10,2	7,5	5,3	—9,3	—11,0	—17,8	—4,3
Средн.	—19,5	—14,9	—11,7	—3,2	2,8	7,0	9,7	7,9	5,6	—5,4	—14,0	—18,4	—4,3

температуры, чем станция Аккем (соответственно —17 и — 19°).

Сравнение летних температур воздуха по станциям Верхняя и Нижняя Актру указывает на естественное их снижение по мере увеличения высоты местности. В этом, как известно, и заключается основная причина накопления снегов и образование ледников на высоких горных склонах. Вертикальный градиент температуры между станциями Нижняя Актру и Верхняя Актру (разница по высоте составляет 700 м) имеет следующие значения:

VII . . . . . 0,70° на 100 м
VIII . . . . . 0,63° »

Большие величины вертикального градиента температуры указывают вместе с тем на существенное охлаждающее влияние холодной ледниковой поверхности, на которой находится станция Верхняя Актру. Выделить точно общее действие (в средних цифрах) этого фактора по сравнению с непосредственным влиянием абсолютной высоты пока не представляется возможным. При ясной теплой погоде днем температура воздуха над ледником бывает на 3—4° ниже, чем на соседних каменных поверхностях.

Характеристика дневных повышений температуры в описании высокогорного климата имеет особое значение, так как с ними связываются такие типичные природные процессы, как снеготаяние, образование фирна, абляция ледников. Приведем таблицу средних и абсолютных максимальных и минимальных температур воздуха по станциям Нижняя и Верхняя Актру (табл. 5).

Довольно высокие дневные максимумы и не очень низкие минимумы температуры в холодное время года еще раз указывает на общую мягкость (сравнительную) зимних климатических сезонов в бассейне Актру. Наибольшие значения для нас имеют данные за теплый период времени, тем более, что летом работали обе станции.

Разница между максимальными и минимальными значениями температуры составляет амплитуду суточного хода температуры. Амплитуда не очень сильно меняется в течение года. Средняя величина амплитуды суточного хода температуры по станции Нижняя Актру составляет 10,5°, по станции Верхняя Актру — 7,4°.

Большие или значительные амплитуды в холодный период года связываются с преимущественным антициклональным состоянием погоды. В теплое время года большие амплитуды определяются не столько ночным снижением температуры, сколько дневным ее повышением; вызывается оно, естественно, сильным разогревом галечниковой поверхности солнечными лучами. Вследствие этого амплитуда суточного хода температуры на верхней станции оказывается намного мень-

шей, так как поверхность льда не может нагреваться выше нуля. Очевидно, что эта амплитуда была бы еще меньшей, если бы дневной разогрев дна долины и обнаженных от снега склонов и каменных поверхностей морен не передавался бы циркуляцией воздуха и на пространство, занятое ледниками.

Таблица 5

Средние и абсолютные максимумы и минимумы температур

Месяцы	Средний макс.	Средний мин.	Абсолютный макс.	Абсолютный мин.
Нижняя Актру				
Январь	—14,8°	—23,4°	—0,5°	—33,3°
Февраль	—9,2	—21,3°	0,0	—26,6°
Март	—5,0	—16,4	7,5	—27,0
Апрель	3,8	8,2	8,5	—17,5
Май	7,7	1,6	22,3	—4,7
Июнь	14,4	2,6	23,1	—9,0
Июль	15,2	3,9	24,3	—0,5
Август	13,8	3,6°	23,5	—9,9
Сентябрь	11,3	0,1	23,0	—15,9
Октябрь	1,2	—9,0	14,0	—20,1
Ноябрь	—7,4	—20,4	3,2	—29,5
Декабрь	—14,1	—22,4	3,5	—34,1
Год, среднее	1,4	—9,1	12,7	—19,0
Верхняя Актру				
Июль	8,6	1,8	15,2	—4,4
Август	7,0	0,1	12,6	—11,6
Сентябрь	6,7	—2,0	14,6	—7,6

В летнее время в бассейне Актру, как и вообще в высокогорном Алтае, бывает много дней с пасмурной и с ненастной дождливой погодой. В такие дни суточный ход температуры бывает резко ослаблен. Это, очевидно, снижает и осредненные значения его амплитуды. В дни же с антициклональной ясной погодой эта амплитуда, наоборот, оказывается очень большой. Вот характерные сравнительные примеры (табл. 6).

Необходимо подчеркнуть, что именно солнечные дни «делают» лето в ледниковой зоне Алтая. Тогда вместе с большой суточной амплитудой температуры повышается общий температурный фон, сильно тают ледники и бушует речка Актру,

тогда пышно расцветают альпийские луга. Ненастье обычно бывает холодным. Связь температуры воздуха с солнечной радиацией требует особого анализа.

Таблица 6

Станция Нижняя Актру

Дата	Температура воздуха			Амплитуда	Максим. температура почвы	Сумма солнечной радиации
	максимальная	минимальная	средняя суточная			
			Ясная погода			
19/VI 62 г.	21,9°	3,0°	13,5°	18,9°	41,3°	597 *ккал/см²*
23/VI 62 г.	20,4	4,4	13,4	16,0	38,8	604
8/VIII 62 г.	18,0	2,5	12,1	15,5	39,3	710,9
			Пасмурная погода			
24/VII 61 г.	11,6	7,3	8,9	4,3	11,8	нет изменений дождь
22/VIII 61 г.	6,7	−1,5	3,5	8,2	7,6	217

Очевидно, что отдельные приведенные примеры недостаточно убедительны. Можно подобрать много случаев пасмурной сравнительно теплой погоды и, наоборот, погоды солнечной, но с пониженным температурным фоном. В частности, характерны прохладные солнечные дни непосредственно после летних снегопадов.

Но в целом, чем больше ясных дней, тем теплее лето, тем ярче оно выражено. Очень большой сезонной суммой солнечной радиации характеризовался 1959 год (52,4 ккал/см²), и лето было теплое; второй пример — 1962 год. Прохладные сезоны 1958, 1960 и 1961 годов сопровождались уменьшением на 7—10 ккал/см² сумм солнечной радиации. Конечно, это справедливо для любой среднеширотной местности. Однако в ледниковом бассейне на Алтае исключительное значение солнечной радиации чрезвычайно ярко подчеркивается всем комплексом природных явлений.

В дополнение к данным материалов станции Актру заметим, что очень много наблюдений за температурой воздуха выполнено во время многочисленных маршрутов участников экспедиции по ледникам и вершинам в бассейне Актру. Такими маршрутами захватывались и фирновые области ледников, и самые высокие точки рельефа с высотами до 4075 м, некоторые из маршрутов повторялись много раз. Эти весьма обширные материалы требуют специальной кропотливой обработки. Сейчас мы ограничиваемся лишь некоторыми простейшими выводами.

Верртикальный градиент температуры при подъеме по левому (солнечному) склону долины Актру до высоты 3000—3100 м составляет около 0,9° на 100 м в дневные часы летних ясных дней. Причина, вызывающая как бы аномальную величину градиента, заключается в быстром восходящем движении воздуха, причем это движение не сопровождается конденсацией водяных паров. В ненастные дни вертикальный градиент снижается до 0,5°.

На вершинах высотой в 3800—3700 м при хорошей погоде наблюдаются положительные температуры в 2—3°. Происходит и легкое таяние снега; оно приводит в дальнейшем к образованию более или менее обледенелых прослоек, но на таких больших высотах совершенно не сопровождается стоком талых вод. Средняя июльская нулевая изотерма располагается вдоль вершин хребтов на высоте около 3700 м.

На ледниках дневные температуры ниже, чем на соседних каменных поверхностях на 3—4°. С этим связывается и охлаждающее влияние ледниковой поверхности на прилегающие снизу участки речной долины. Оно было предметом небольшого специального исследования, выполненного летом 1960 г. (О. А. Подрезов, 1962). Понижение температуры, вызванное холодным стоковым ветром, в ясные дни может достигать 3—4°, т. е. является весьма значительным. Но оно не распространяется за пределы ближайших к ледникам моренных холмов, т. е. ограничивается расстоянием в 300—400 м от открытых ледниковых языков.

Представляет большой интерес характеристика температурных условий типичных вертикальных климатических границ. Такими границами, хорошо представленными в высокогорном Алтае, в частности и в Актру, являются граница леса и снеговая линия на ледниках.

У границы леса на левом солнечном склоне бассейна Актру непосредственно над станцией, на высоте 2380 м, проводились метеорологические наблюдения в период с 20 июля по 1 сентября 1957 года. Средние температуры оказались равными: последняя декада июля 10,5°, август 6,9°, в обоих случаях на 0,5° выше, чем на станции. Эта небольшая инверсия температуры возникает за счет ночных условий, когда на склоне примерно на 1° теплее, чем на дне долины. Средняя температура воздуха июля месяца у границы леса в районе Актру составляет, по-видимому, около 10°. Эта цифра представляет хорошую ориентировку для проведения летних изотерм на склонах хребта Биш-Иирду, причем, конечно, должны учитываться и местные особенности в расположении границы леса.

В области снеговой границы на леднике Большой Актру на высоте 2950 м (т. е. на 100 м выше станции Верхняя Актру) июльская температура оценивается в 4°, августовская —

в 2,8°, если учитывать нормальную величину вертикального градиента температуры. Однако высота снеговой линии в разных частях ледника Актру меняется очень сильно, примерно в пределах 2850—3150 м; кроме того, она неустойчива из года в год в зависимости от особенностей температуры и от количества твердых осадков. Поэтому вопрос о температуре в области снеговой линии требует особых анализов.

Режим влажности воздуха в бассейне Актру представляет большой интерес с точки зрения не только климатологии, но также гидрологии и особенно гляциологии. Режим этот чрезвычайно сложен по причине многосторонних связей: с температурой воздуха, с осадками, состоянием подстилающей поверхности, с горно-долинной, циркуляцией, ледниковым ветром, с фёнами. Вопрос требует специального анализа, который намечено дать в одной из следующих статей. Здесь мы ограничиваемся лишь некоторыми общими характеристиками.

Для этой цели приведем две таблицы: 1) данные о среднемесячном значении относительной влажности по станции Нижняя Актру; 2) более детальную сравнительную таблицу показателей влажности по станциям Верхняя Актру и Нижняя Актру за месяцы: июль, август и сентябрь. Следует оговориться, что в первой таблице более надежными являются шестилетние средние данные за месяцы июль — сентябрь, в то время как в холодное время наблюдения проводились лишь два сезона. Сравнительная таблица построена по данным 1957—1959 годов.

Таблица 7

Средние месячные значения относительной влажности (%) по станции Нижняя Актру

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
75	70	68	68	62	70	72	76	63	63	65	72	69

Относительная влажность в долине Актру в течение летнего сезона остается значительной, на уровне около 70%. Это — не меньше, а несколько больше, чем в средней лесной полосе СССР, например в Москве (май — 60%, июнь и июль — 68%, август — 73%). По сравнению со степными широкими долинами Алтая влажность в Актру значительно повышена. Так, для Кош-Агача имеются следующие данные о влажности: июнь — 50%, июль — 55%, август — 56%. Какой именно из летних месяцев в Актру является более сухим — уверенно сказать трудно. Во всяком случае здесь нет весьма типичного для средней полосы СССР понижения влажности в мае — июне.

Дневное снижение влажности должно быть отмечено как сравнительно кратковременное благодаря высоким склонам долины, но в то же время сильное; галечниковое дно долины нагревается солнцем, и его поверхность быстро высыхает. Поэтому нередки случаи понижения относительной влажности ниже 30%, и число таких дней составляет 33 за 6 лет за июнь — август. Впрочем, резко выраженные понижения

Таблица 8

Сравнительная таблица значений относительной влажности (%) на станциях Верхняя и Нижняя Актру в летние месяцы

Месяц, станция	1	7	13	19	Среднее	Максимум	Минимум
VII Н. Актру	85	77	58	72	72	100	30
VII В. Актру	82	73	72	77	76	100	40
VIII Н. Актру	85	85	59	76	76	100	38
VIII В. Актру	77	75	70	79	75	100	38
IX Н. Актру	82	77	50	62	63	98	18
IX В. Актру	67	67	60	70	65	100	34

влажности бывают связаны с еще одной сильно действующей причиной, именно с влиянием фёнов. Только фёнами могут быть объяснены снижения влажности до 25—20% и ниже.

Обычно дневные значения влажности в летние теплые дни составляют около 40% и около 12 мб (для абсолютной влажности). С таким содержанием водяных паров в воздухе связывается образование дневных кучевых облаков над верхней долиной Актру на уровне порядка 3600 м. Сильно залесенные передовые склоны Биш-Иирду являются, по-видимому, более влажными. Дневная кучевая облачность над ними образуется метров на 300 ниже.

Максимальные дневные значения абсолютной влажности достигают 14 мб в летнее время, а средние — в два раза меньше. Это объясняется резким ее снижением в ночное время.

Показатели влажности в холодное время года носят на себе несомненное влияние очень частых нисходящих токов воздуха, нередко имеющих характер настоящих фёнов. Средние значения относительной влажности зимой лишь немного больше, чем летом. Особенно уменьшены они в октябре и ноябре, когда фёны сопровождаются повышенными температурами воздуха выше нуля.

На станции Верхняя Актру по сравнению с Нижней Актру в средних данных снижена абсолютная влажность (до

4—6 мб) и увеличена относительная, что связывается с понижением температуры. Однако такое обычное соотношение наблюдается не всегда, так как для этого требуется свободный доступ на ледники воздуха или из нижних участков долины, или с равного ледниковым поверхностям уровня свободной атмосферы. Однако очень часто развиваются нисходящие (иногда очень сильные) токи воздуха из верхней фирновой области ледников Актру, нередко они приобретают характер фёнов. Фёны «бурные» распространяются вниз по долине Актру, влияние же фёнов «спокойных», как правило, ограничивается лишь более высокими уровнями ледниковых поверхностей. Таким образом, возникают условия для снижения относительной влажности на Верхней Актру по сравнению с Нижней Актру. Вот характерный пример: 7 августа 1958 года на этих станциях отмечены следующие значения температуры и влажности воздуха:

	1	7	13	19	среднее
Верхняя Актру	37%	37	47	50	43
	4,3°	7,2	7,4	7,6	6,6
Нижняя Актру	76%	77	44	46	61
	4,2°	4,2	17,7	17,2	10,8

Такие случаи бывают нередко. В результате снижаются и средние показатели влажности на леднике.

Закономерные повседневные связи между ходом температуры воздуха и изменениями влажности хорошо показывает приведенный ниже график. На нем нанесены по четырем срокам наблюдения на станции Нижняя Актру значений температуры и влажности воздуха за август 1961 года. Этот месяц выбран в качестве хорошего примера, который может демонстрировать соотношение между температурой и влажностью воздуха, как они могут проявляться при различных типах погоды (рис. 2).

При взгляде на приведенный график прежде всего бросается в глаза прекрасная согласованность дневных «обратных» пиков температуры и влажности воздуха. Изменения этих величин даже в ночное время (от 1 часа до 7) все равно имеют согласованный обратный ход. Но такое соответствие может нарушиться, если сопоставлять различные типы погоды: так, в сравнительно теплый ненастный день 11 августа в 13 часов при температуре в 10° влажность составляла 80%, а с 13 часов 23 августа при той же температуре она была снижена до 50%, но это был день без осадков и с утра холодный.

Обычный обратный ход изменения температуры воздуха и относительной влажности представляет явление общеизвест-

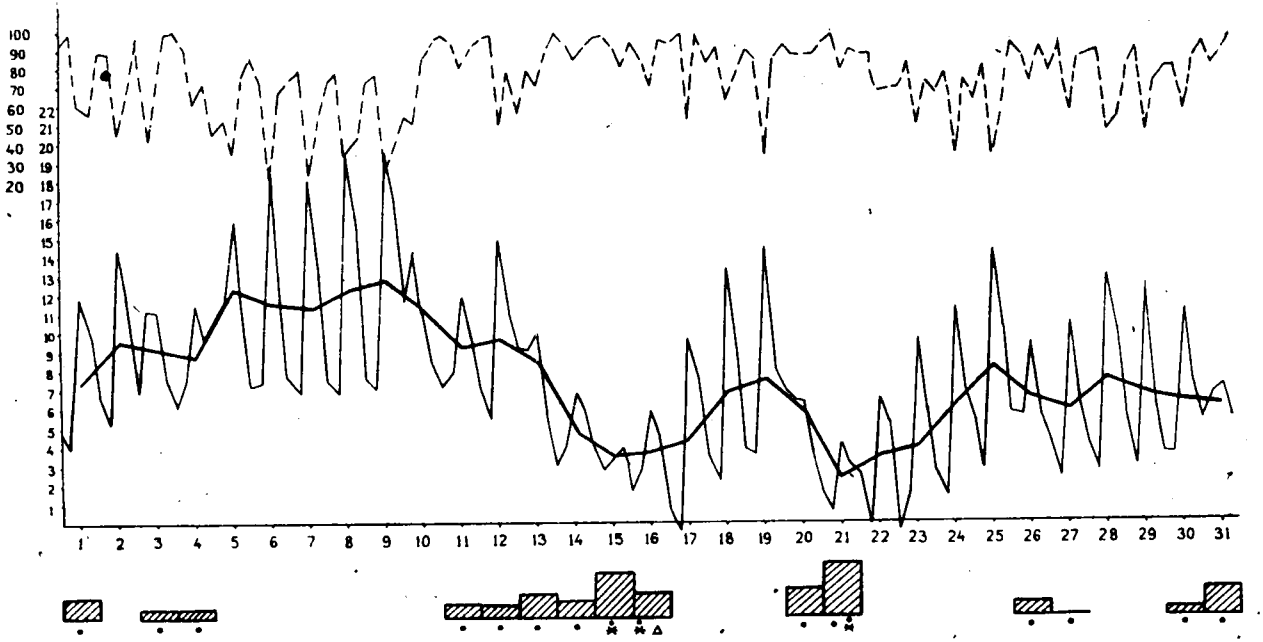


Рис. 2. График хода метеорологических элементов на станции Нижняя Актру (август 1961 года).

ное. В данном случае это правило выполняется, пожалуй, более четко, чем обычно. Если стоит устойчивая погода без осадков, то каждой температуре воздуха соответствует достаточно определенное значение относительной влажности. По-видимому, здесь играет роль возможная устойчивость влажного состояния почвы, точнее — верхнего слоя земной поверхности: наружный слой гальки обсыхает очень быстро, а слой мокрого песка залегает на определенной глубине, которая определяется уровнем воды в реке.

Облачность и осадки

Приведем следующие характерные описания погоды в Курайской степи, занимающей правобережье расширенной долины Чуи между горами Биш-Иирду на юге и Курайским хребтом на севере (Тронов, 1949, стр. 29): «В безукоризненно ясный день открывается вид на север на обнаженные склоны и вершины Курайского хребта и более отдаленная эффектная картина снеговых шатров Биш-Иирду. Но вот начинают появляться сначала отдельные клочья тумана, потом сгустки облаков, упорно держащиеся на одном месте, и, наконец, они закрывают весь гребень, держась на высоте 3000—4000 м. Закрывается облаками и Курайский хребет, но обычно в меньшей степени, чем Биш-Иирду. Между тем над Курайской степью продолжается ясная погода, светит яркое солнце, раскаляя выжженную почву, а в горах гремит гром, появляются полосы дождя, и нередко, когда исчезнут дневные облака, на склонах вершин можно видеть белые налеты свежего снега. Над вершинами Чуйских Альп вовсе нет того ясного неба, которое летом господствует над Чуйской и Курайской степями».

Такая последовательность метеорологических условий, в частности развития местных облачных систем, будет закономерно повторяться и в других внутренних степях горного Алтая, как-то: Уймонской, Котандинской, Чуйской и других. Пожалуй, именно в Курайской степи нарисованная метеорологическая картина представляется особенно наглядной и с разными интересными деталями, так как хребты здесь высоки и круто опускаются открытыми склонами. Вот одна деталь для сравнения. Станция Катон-Карагай в Южном Алтае расположена в степной широкой долине, а с юга над ней поднимается хребет Сарым-Сакты с вершинами в 3000 — 3200 м. При хорошей летней погоде днем, если только нет особо сильного развития антициклональных нисходящих потоков воздуха, верх хребта полностью закрывается кучевой облачностью. Также скрываются за облаками и склоны гор Биш-Иирду, но главная вершина, близкая к 4000 м, как правило, высовывается над облачной системой, что позволяет

оценивать ее вертикальную мощность. Сплошность облачного покрова может испытывать некоторые нарушения, в частности над глубокой долиной Актру, что также представляет очень интересную деталь.

Однако и в долине Актру (в летние дни) облачность больше, чем в Курайской степи, не исключая и ненастных дней. Из района станции Нижняя Актру вниз по долине между ее склонами вдали хорошо виден Курайский хребет, а перед ним просматриваются участки неба над Курайской степью. Нередко, даже очень часто, сплошная завеса густых облаков, иногда совсем невысоко над наблюдателем станции Нижняя Актру, закрывает небосвод и окутывает окружающие склоны. Но где-то ниже по долине Актру просматривается край этой завесы, и за ней голубеют полосы чистого неба над Курайской степью.

Данные наблюдений станций Актру подтверждают увеличенное развитие облачности в высокогорной зоне, но не во все сезоны года и неодинаковое в разное время суток. Приводим сокращенные годичные данные (без ночного срока наблюдений) по станции Нижняя Актру, а также сравнительную таблицу для Нижней и Верхней Актру по имеющимся данным летних наблюдений (табл. 9 и 10).

Заметим, что значения облачности, вычисленные по четырем срокам наблюдений, по-видимому, были бы несколько меньшими.

Один годичный цикл наблюдений не может дать вполне надежных результатов. Однако уменьшение облачности в зимнее время сомнений не вызывает, представляется вполне закономерным и соответствует общим условиям формирования климата. Не отмечается (по-видимому, и не должно быть) большой разницы между степенью закрытия неба облаками, наблюдаемого в зимние месяцы в Актру и на других станциях в этом районе Алтая. Наибольшее уменьшение облачности наблюдается в январе — феврале, т. е. в середине зимы.

Особо должно быть отмечено раннее после летнего сезона снижение облачности в сентябре месяце. Оно наблюдалось не только в годичном цикле 1959 года, но и в другие годы, в частности, очень ярко в 1957 и 1962 годах. Из других станций высокогорной части Алтая особенно отчетливо эту

Таблица 9

Средние значения общей облачности за 1959 г. на станции Нижняя Актру

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
4,7	4,6	5,2	6,5	5,5	6,0	7,2	7,4	4,5	5,9	5,7	3,8	5,4

Таблица 10

Сравнительная таблица облачности по станциям Нижняя и Верхняя Актру

Месяцы, станции	Общая				Нижняя			
	1	7	13	19	1	7	13	19
Июль								
Н. Актру	5,5	5,5	6,6	7,7	4,0	4,7	6,3	6,4
В. Актру	5,4	6,0	6,3	7,5	5,0	4,4	5,4	6,7
Август								
Н. Актру	5,4	6,9	7,9	7,9	5,1	5,6	6,3	6,1
В. Актру	5,7	6,5	7,3	7,4	5,3	5,6	6,2	6,5
Сентябрь*)								
Н. Актру	3,6	4,6	5,3	4,7	2,3	3,1	3,5	3,8
В. Актру	3,7	3,7	5,3	5,0	2,5	2,7	4,5	4,3

*) с 1 по 20 сентября

черту годового хода облачности отмечает станция Кош-Агач в Чуйской степи, климат которой весьма напоминает климат Монголии.

Снижение облачности в сентябре означает фактически продление абляционного периода в бассейне Актру. Хотя ночи бывают холодными, но дневные температуры поднимаются высоко, инсоляция бывает интенсивной; ледники продолжают таять, поддерживая значительную водность речки Актру. Хорошие условия создаются для продолжения гляциологических исследований, а также для альпинистских походов.

Однако и при ясной погоде в сентябре гляциоклиматические условия могут фактически быть совсем неодинаковыми. В 1957 году после сильного снегопада на ледниках в сентябре было очень холодно, они оставались под снегом и не таяли. В 1959 году во время ясной и теплой фёновой погоды в сентябре ледники таяли даже на уровнях выше снеговой линии. Заметим еще, что ясные дни в октябре уже не имеют такого значения, так как слишком снижается температурный фон и уменьшаются суммы солнечной радиации, таяние ледников фактически прекращается.

В летнее время состояние облачности в долине и на леднике оказалось почти одинаковым: средние значения составляют около 6 по общей и около 5 по нижней облачности. График суточного хода (по 4-м срокам), как видно на рис. 3, почти одинаковый. Кривые в целом отражают тенденцию к развитию дневной конвекции и дневному увеличению облачности. Оказывается, таким образом, что холодная ледниковая поверхность с площадью в несколько кв. км лишь сла-

бо влияет на общее состояние облачности. Однако выяснение вопроса по существу требует проведения специальных аэрологических наблюдений. Заметим еще, что такой общности не получается, если рассматривать облака и облачность вдоль вершин и гребней Биш-Иирду. Здесь возникают особенные

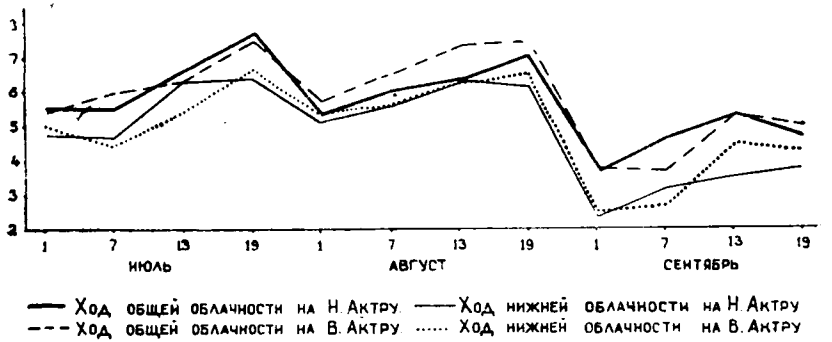


Рис. 3. График суточного хода облачности по станциям Нижняя и Верхняя Актру.

черты, которые резко и чуть не ежедневно бросаются в глаза и как бы сами просятся в дополнение к характеристике климата. С ними приходится считаться гляциологу, который в маршруте хочет больше увидеть, а также альпинистам из лагеря Актру. Метеоролог рассматривает их с интересом и наблюдает в них разнообразие воздушных движений. Отметим некоторые такие особенности.

На вершине Кызыл-Таш (3600 м), что поднимается непосредственно над альпинистским лагерем, очень часто с утра (с 10—11 часов) оседает плотное кучевое облако. Распространяясь, расширяясь и снижаясь затем в северном направлении, оно начинает давать небольшой дождь или снег на плато «Учитель» над левой стороной долины Актру.

Над южным гребнем Актру, составляющем южное снежно-скальное обрамление ледника, постоянно громоздится целая стена облаков, которая как бы высовывается с южной (наветренной) стороны гребня гор. Иногда это бывает типичная «фёновая стена», имеющая либо резкий, либо размытый передний край.

Чрезвычайно эффектная облачная картина нередко наблюдается по вечерам; правда, она не характеризует непосредственно бассейн Актру. На северо-востоке, там, где видимый горизонт расширен благодаря снижению склонов долины Актру, бывают видны исключительно мощные и разнообразные по формам нагромождения кучевых (иногда с переходом в кучево-дождевую форму) облаков над Курайским хребтом, ярко и эффектно освещенных лучами вечернего солнца. Таких

местных особенностей в характеристике облачности в бассейне Актру можно отметить много.

Несколько слов о высотном уровне расположения облаков (в летнее время). Перед наступлением ненастной погоды высокослоистые облака еще не касаются вершин гор, т. е. располагаются выше (не ниже) 4000 м. Когда вершины на высотах 4000—3600 м уже закрываются облачным слоем, то это уже совпадает с первыми слабыми осадками. Затем дождевые облака закрывают склоны все ниже и ниже, опускаются на дно долины (2150 м) и, по-видимому, еще ниже на передовых склонах Биш-Иирду. Во время ненастья дно долины часто бывает занято густым скоплением тумана; очень красивы разорванные туманы, как бы прилипшие к скалам.

Дневная конвективная облачность, как уже указывалось, может располагаться на разных уровнях, начиная, как правило, с 3200—3300 м и не достигая 4000 м, так что самые высокие вершины «торчат» над облаками. По-видимому, в области ледников Актру кучевые облака располагаются несколько выше, чем над передовыми открытыми склонами Биш-Иирду.

Перейдем теперь к характеристике режима осадков. Выше уже приводился пример развития конвективной облачности над склонами Биш-Иирду, которая сопровождается и выпадением осадков.

Выпадение дневных и вечерних осадков, иногда обильных, в горах, когда во многих случаях долинная станция их не отмечает вовсе, указывает ясно на недостаточную, крайне ограниченную репрезентативность таких станций. Данные о величинах речного стока в горном Алтае численно и притом с абсолютной убедительностью подтверждают это положение. На рис. 4 приведена схематическая карта распределения годовых сумм осадков (по В. И. Русанову, 1961), построенная с учетом данных о речном стоке. Можно допустить большую неточность данных, использованных при составлении этой карты, и все же становится ясным, что степень увлажненности высоких горных склонов совсем другого порядка, чем это показывают наблюдения долинных метеорологических станций.

Особый интерес вызывает следующее обстоятельство. Две высокогорные постоянные станции Аккем и Кара-Тюрек расположены на северном склоне Катунского хребта в районе горы Белухи, а не в широких долинах-грабенах. Тем не менее и эти станции отмечают годовые суммы осадков (около 500 мм), не соответствующие в два раза бо́льшим величинам речного стока. Причина, очевидно, заключается в особенностях орографических условий расположения этих станций.

Сделанное замечание, вполне обоснованное, вместе с тем настораживает в отношении оценки данных об осадках

в верховьях Актру. Эти данные потеряли бы половину своего значения, если бы обнаружилась их несостоятельность в аспекте гидрологическом и гляциологическом. Необходимо поэтому характеристику увлажнения исследуемого горного

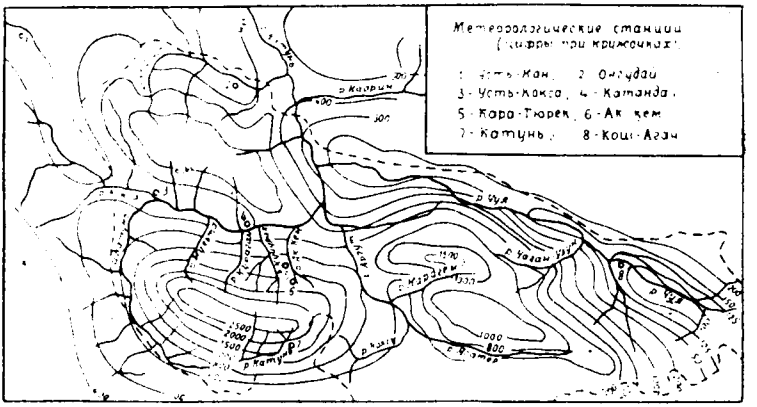


Рис. 4. Схематическая карта годового распределения осадков в Центральном Алтае (по В. И. Русанову).

района Биш-Иирду сделать не только по данным метеорологических станций Актру, но и на основе комплекса географических (косвенных) признаков, которые могут быть использованы в данном случае.

Ниже приводятся две таблицы сумм осадков, измеренных на станциях Актру, а именно: 1) суммы за 12 месяцев по четырехгодичным наблюдениям на станции Нижняя Актру и 2) сравнительные данные по летним наблюдениям на обеих станциях в 1957—1959 годах (табл. 11, 12).

Таким образом, в верхней долине Актру отмечена годовая сумма осадков в 638 мм. Учитывая выдувание снега из осадкомера, эту величину надо увеличить примерно до 700 мм. Вероятно, она близка к средней многолетней, что подтверждается и данными других станций Горного Алтая. Явно преобладают осадки теплого периода и в особенности летние. Несмотря на короткий период наблюдений, положение это не вызывает сомнения, так как соответствует данным других станций. Зимних осадков мало по причине господства антициклональной погоды, причем в связи с соседством Монголии антициклональные условия начинают устанавливаться очень рано, с сентября месяца.

На станции Верхняя Актру, т. е. на 700 м выше Нижней Актру, выпадает примерно столько же (или немного больше) осадков, сколько и на нижней станции. Этот вывод надо было

бы считать весьма важным для характеристики условий оледенения, но он все еще требует проверки и уточнения.

В долине Актру летом осадки, как правило, выпадают в жидком виде. Снегопады в июле бывают редки. Чаще бывают снегопады в июне и в августе, но снежный покров редко держится дольше 1—2 дней. Однако на ледниковых языках, т. е. в связи с влиянием холодной подстилающей поверхности, даже на сравнительно невысоких уровнях в 2220—

Таблица 11

Месячные и годовые суммы осадков (мм) на станции Нижняя Актру

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1958	17,3	17,5	51,5	33,8	54,0	196,3	127,2	87,5	101,0	34,5	19,9	18,6	759,1
1959	8,8	2,2	25,6	39,2	56,8	72,3	126,1	107,8	32,5	43,9	42,9	7,6	575,7
1960	52,4	26,9	35,4	13,1	43,1	116,7	61,7	102,4	40,1	40,0	29,8	55,7	616,9
1961	11,7	4,9	7,4	11,7	76,5	101,1	51,9	81,5	72,3	104,4	55,2	20,6	599,2
Среднее	22,6	15,6	32,6	24,4	57,6	121,6	91,7	94,8	61,5	55,7	56,4	25,6	637,9

Таблица 12

Сравнение осадков по станциям Верхняя Актру и Нижняя Актру в 1957, 1958, 1959 годы

Дата	Нижняя Актру	Верхняя Актру
С 14/VII по 26/VIII 1957 г.	140,5 *мм*	143 *мм*
С 18/VII по 17/IX 1958 г.	216,8	261
С 11/VII по 10/IX 1959 г.	156,8	155

2800 м летние снегопады представляют обычное явление и образуют сплошной покров, хотя и неустойчивый. Вопрос об их влиянии на режим ледников рассмотрен в отдельной статье (Тронов, 1962), но подлежит еще дальнейшему изучению.

Устойчивый снежный покров в верхней долине Актру достигает высоты около 100 см и держится примерно 7 месяцев. В собственно ледниковой зоне продолжительность залегания снежного покрова быстро нарастает, приближаясь к 365 дням в году. На ледниках снег держится на 30—45 дней дольше, чем на соседних каменных поверхностях, но подлежит еще дальнейшему изучению.

На станции Верхняя Актру (2850 м) летом чаще всего выпадает мокрый снег. Еще выше, т. е. в области снеговой линии, жидкие осадки становятся редкостью.

К приведенным в таблицах цифрам следует добавить еще, что число дней с осадками в Актру очень значительно. Оно составляет около 150 дней в годовом выводе, больше всего таких дней, по-видимому, в августе месяце (23 дня). Основные суммы осадков собираются в дни, когда их количество составляет 10—15 мм (за сутки). Наблюдаются очень часто малые осадки, дней же с осадками больше 20 мм за 6 лет наблюдений было всего 15. Но и в такие дни, как правило, осадки выпадают не в виде грозвых ливней, но бывают длительными с некоторой средней интенсивностью. Грозы в Актру — редкость, 14 дней за 6 лет, однако этот последний вывод нельзя распространять даже на близкие районы. Больше гроз, чем в Актру, бывает, например, по визуальным наблюдениям, на склонах Курайского хребта; в Актру нередко вспыхивают зарницы молний с юго-запада и запада, т. е. со стороны истоков Карагема и Шавлы на наветренных склонах Биш-Иирду.

Но вернемся к оценке годовых сумм осадков в бассейне Актру. Заметим, что в характеристике климата горно-ледникового бассейна наибольшее значение имеют именно годовые суммы осадков, а не их распределение. Для ледников в целом, независимо от годового хода осадков, бóльшая их часть выпадает в твердом виде и на долгое время вступает в тело ледника. Большая или меньшая водность реки Актру в летнее время (зимой воды в реке почти нет) определяется тепловыми условиями, т. е. таянием ледников. Во время дождливой холодной погоды река становится маловодной (Тронов, Олейник, 1962).

Как уже указывалось, годовое количество осадков по данным станции Нижняя Актру оценивается около 700 мм. Это явно больше, чем на станции Аккем, несмотря на то, что общая увлажненность района Белухи никак не меньше, чем района Биш-Иирду, и на то, что в условиях расположения станций имеется много общего. Можно констатировать совершенно определенно, что станция Актру более репрезентативна по отношению к данным об осадках в бассейне Актру, чем станция Аккем для верхнего бассейна реки Аккем. Объяснение этого обстоятельства представляет интересный теоретический вопрос, очевидно важный и в практическом отношении. В качестве возможной причины (или одной из причин) можно указать на бóльшую высоту в 4000 м и выше (а в Актру только 3700 м) орографического барьера к югу от станции Аккем, что может снизить годовую сумму осадков.

Все же надо полагать, что среднее количество осадков по всей территории этого бассейна, который замыкается гидро-

метрическим створом станции Актру, несколько больше, чем отмечает эта станция. С площади в 40 кв. км собирается в речное русло около 30 млн. куб. м воды в год. Если принять средний коэффициент стока для крутых склонов и ледников Актру равным 0,8, то годовые осадки вычисляются в сумме 940 мм. Но эти цифры еще подлежат уточнению.

Можно предположить еще, что значительную часть своих вод река Актру получает не в результате постоянного влагооборота, осуществляемого ледником, а за счет их отступания и, следовательно, потери ранее накопленных запасов льда. Но это не совсем так. Расчеты показывают, что такая потеря составляет в среднем не более 2 млн. куб. м воды. Если повторить расчет осадков, исходя из годового количества проносимой Актру воды не в 30, а в 28 млн. т, то сумма осадков вычисляется равной 875 мм.

Непосредственное сопоставление измеренного количества осадков показывает как будто, что от станции Нижняя Актру к Верхней Актру, т. е. при поднятии на 700 м, суммы осадков не возрастают, но этот вывод отнюдь нельзя считать окончательным. На высоких уровнях (3400—3800 м) фирновых полей ледников Актру, в особенности ледника Правый Актру, количество осадков, здесь только твердых, возрастает явным образом. Оно измерялось в ряде пунктов обычным в гляциологии приемом, а именно по толщине и плотности годичных фирновых слоев. В некотором случае удается проследить 10—12 и больше таких слоев. Суммы осадков на подветренных склонах (т. е. южных и западных) оценивается таким способом в 1000—1200 мм (иногда и больше). На наветренных склонах, по условиям внутренней циркуляции воздуха в замкнутых фирновых бассейнах, они оказываются значительно меньшими. Общий объем питания ледников, а отсюда и количество осадков могут быть оценены при помощи измерений процесса аккумуляции — абляции на всей поверхности ледников. Но достаточно полного измерения аккумуляции снега на ледниках Актру пока не было.

На плоских высоких водоразделах и вершинах количество фактически оседающих осадков резко уменьшено по сравнению с основными фирновыми вместилищами ледников. На вершине Купол высотой в 3600 м оно оценивается (Ревякин, 1963) всего в 450—500 мм. Однако сдувание твердых осадков ветром с плоских вершин компенсируется накоплением осадков в карах на подветренных склонах. Общая картина распределения осадков в горно-ледниковом бассейне оказывается исключительно сложной. Наиболее вероятной средней оценкой годового количества осадков в бассейне Актру надо считать сумму 900 мм.

Вопрос очевидно требует дальнейших детальных исследований в комплексе гидрологического и гляциологического

изучения ледниковых истоков Актру. Бассейн Актру — это не просто участок склонов Биш-Иирду, более или менее удачно выбранный в климатологических целях, это одновременно весьма типичная для высокогорного Алтая ландшафтно-климатическая территориальная единица в виде замкнутого водосборного бассейна. Именно в таких бассейнах из ледников и снежников собираются и формируются полноводные горные реки — притоки Катуни со своим характерным гидрологическим режимом, прямым отражением свойств климата.

А отсюда вытекает, что все гляциологические и гидрологические данные, свидетельствующие об осадках в таком бассейне, должны оформляться климатологически, независимо от того, выпадают ли эти осадки нормально, или переносятся через гребни еще в воздухе, или же перераспределяются ветровыми струями уже после выпадения на склоны гор.

Характеристика режима ветров в бассейне Актру

Следует еще раз заметить, что здесь речь идет не о климате района станции Нижняя Актру, а о климатических особенностях крупного горно-ледникового бассейна в целом. Раз так, то надо сразу подчеркнуть, что данные о ветре по станции Нижняя Актру, даже с добавлениями по наблюдениям на Верхней Актру, являются односторонними и совершенно недостаточными для реальной характеристики климата. Вопрос сложен и разносторонне важен. Многое, даже очень многое в природных процессах ледниковой зоны специфическим образом не всегда ясно и понятно связывается именно с ветровыми струями, охватывающими все уровни залегания ледников. Сюда относятся особенности распределения снежного питания на поверхности ледников и отклонения абляции от ее обычных величин и норм ее вертикального градиента, затем преобразование ровного покрова снега в группы снежников и даже формирование «навеянных» ледников. Различные изгибы линии границы леса, а также одностороннее направление ветвей у «предельных» кедров тоже свидетельствуют о преимущественном направлении сильных ветров. Важным вторичным следствием влияния ветров являются особенности гидрологического режима реки Актру, поскольку он зависит от таяния ледников и снежников.

Из сказанного вытекает, что в природных явлениях и процессах высокогорной зоны наблюдается целый ряд специфических признаков, которые свидетельствуют об особенностях ветрового режима. Они сравнительно легко наблюдаются и, очевидно, должны учитываться в характеристике климата, хотя и не переводятся просто на язык цифр. На основании таких «косвенных» показателей ветра в бассейне

Актру вместе с прямым наблюдением станций Нижняя и Верхняя Актру можно выделить отдельные типы циркуляции воздуха в ледниковом бассейне типичной для Алтая формы. Такое подразделение, в некоторой степени условное по существу, все же соответствует определенной стороне гляцио-гидро-климатических связей, возникающих в ледниковой зоне. Можно выделить следующие типы и разновидности.

1. Циркуляция воздуха на самых высоких уровнях в условиях открытости горизонта; два основных случая:

1) на острых вершинах почти не измененная по сравнению со свободной атмосферой;

2) на плоских водоразделах значительно измененная и с возможным усилением ветровых струй.

2. Сложная и с различными вихревыми движениями циркуляция воздуха вдоль крутых и высоких склонов над ледниками сопровождается навеванием снега, иногда в больших массах, на крутых подветренных склонах, наоборот, на внутренних наветренных склонах в бассейне Актру снега остается мало, много снега навевается в кары.

3. Верхние, т. е. вниз по долине Актру, ветры, не имеющие характера фёна. Они соответствуют основным направлениям общециркуляционных движений воздуха и являются преобладающими в средних годовых выводах, особенно для станции Верхняя Актру; в определенной мере они ограничивают развитие нормальной смены ночных и дневных ветров летом и в долине Актру.

4. Летние горно-долинные ветры, направленные днем вверх, ночью вниз по долине и по склону. Несмотря на только что указанное ограничение, этот тип циркуляции в ясные летние дни хорошо представлен на станции Нижняя Актру, но не на станции Верхняя Актру. Смена направления ветра происходит после восхода и после захода солнца. Вечером в первую очередь возникает боковой ветер со склона. Днем на солнечном левом склоне наблюдается интересная «борьба направлений» ветра: снизу вверх по склону, снизу вверх по долине и вбок по склону, т. е. с ССВ на ЮЮЗ, и сверху по долине на более высоком уровне.

5. Ледниковые ветры, т. е. сток холодного воздуха вдоль поверхности ледников Большой и Малый Актру. В связи с конфигурацией ледников они более четко представлены на Малом Актру, который расположен круто и имеет язык, сжатый в узкой долине. Как выше указывалось, влияние ветра не распространяется дальше 300—400 м от конца языка. Это значит, что сток холодного воздуха с ледника Малый Актру представлен лишь тонким слоем. Вообще ледниковые ветры в бассейне Актру ограничены моренными холмами в 1 км от

Нижней Актру и на этой станции уже не отмечаются (Подрезов, 1962).

6. Фёны. Типичные фёны в долине Актру, благодаря ее большой суженности по сравнению с собственными ледниковыми бассейнами, как правило, сопровождаются резким усилением ветра (сверху вниз по долине). Это обстоятельство, наряду с повышением температуры и снижением относительной влажности воздуха, становится поэтому одним из признаков фёна. Но как выше указывалось, на станции Нижняя Актру преобладают ветры, направленные вниз по долине. Если они связаны с общей циркуляцией над Алтаем, то они неизбежно приобретают нисходящую составляющую движения; грань между фёнами и «не фёнами», таким образом, в определенной мере стирается, становится условной. В еще большей мере это относится к наблюдениям ветра на станции Верхняя Актру, где в основном преобладают западные ветры, направленные по течению ледника сверху. Вместе с тем здесь в условиях большой абсолютной высоты и меньшей суженности долины ледника чаще наблюдаются и спокойные фёны.

Таким образом, характер ветрового режима в бассейне Актру требует большого и сложного комплекса специальных надежных наземных наблюдений в разных, часто труднодоступных местах, к ним должны быть добавлены наблюдения аэрологические. Данные наблюдений на Нижней Актру характеризуют только чередование горных и долинных ветров юго-западного и северо-восточного направления, затем развитие и повторяемость фёнов (неполно). В наблюдениях на Верхней Актру можно найти дополнительные данные о фёнах, частично о преобладании западного ветра на леднике. Но зато эти неполные (в общей характеристике) данные имеют численное выражение.

Приведем сначала общую годовую таблицу повторяемости ветров разных направлений на станции Нижняя Актру, а также график в виде розы ветров (рис. 5).

Таблица 13

Повторяемость ветров различных направлений (%) в годовом выводе по станции Нижняя Актру

С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
7	13	3	8	27	34	7	1

Прежде всего отмечается вполне определенное преобладание ветров сверху по долине и особенно в холодное время года, когда не развиваются ветры долинного типа. Верхние

ветры, являющиеся частично (летом) гравитационными, соответствуют и общей циркуляции атмосферы. Это подтверждается почти постоянным направлением движения облаков с юго-запада (точнее — с четверти горизонта юг—запад), так же здесь направлена и сама долина. Движение высоких облаков с противоположной половины горизонта наблюдается редко. Вариации основного (т. е. сверху по долине) направления ветра от юга до юго-запада объясняется отражающим действием склонов долины либо боковым стоком с них ноч-

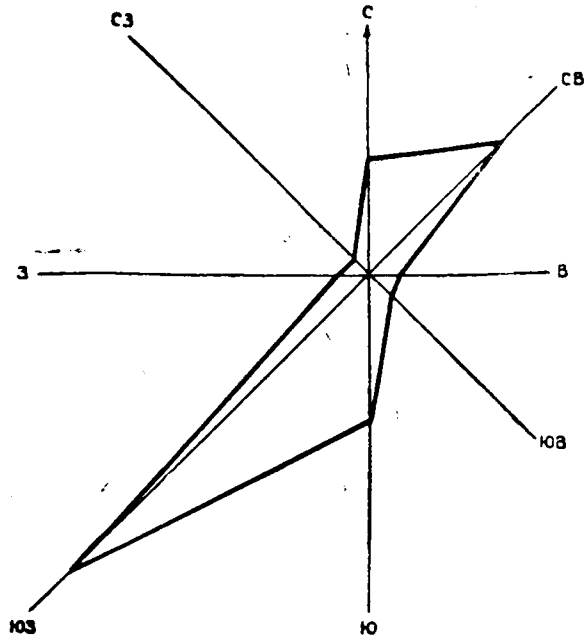


Рис. 5. Роза ветров по станции Нижняя Актру.

ного воздуха. В общем же при данном простирании долины гравитационный сток воздуха, очевидно, увеличивает повторяемость южного и юго-западного направления ветров. Боковые ветры, т. е. поперек долины, по существу самостоятельного значения не имеют.

Ветры противоположных северо-восточных направлений хорошо ориентированы по долине, так как склонового восходящего движения воздуха станция Нижняя Актру не отмечает. Эти ветры редко бывают в ненастное время и не характерны для зимнего периода. Обычны они в ясные летние дни, представляя собой дневную смену движения воздуха в горно-долинной циркуляции.

Система горно-долинной циркуляции получает определенное развитие, по существу, только с июня по сентябрь, причем

наиболее рельефно в июле и августе. По средним данным за 4 месяца существенно меняется по сравнению с годовыми выводами соотношение между направлением ветра, как это показывает следующая таблица. В ней приведены для сравнения и данные по станции Верхняя Актру.

Таблица 14

Повторяемость ветров по станциям Нижняя и Верхняя Актру в летнее время

С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
			Нижняя Актру				
31	48	8	8	39	55	8	5
			Верхняя Актру				
7	2	2	7	10	30	103	17

Н. Актру за 6 лет (1957—1962)
В. Актру за 3 года (1957—1959)

Можно было бы ждать, что на станции Нижняя Актру летом должно иметь место выравнивание между противоположными, т. е. вниз и вверх по долине, направлениями ветра. Однако фактически такого выравнивания в целом не получается, и явное преобладание остается за ветром южных и юго-западных румбов, т. е. сверху по долине. Только наблюдения в июле и августе в 13 часов, в моменты максимального развития долинных ветров, демонстрируют их явное преобладание.

Таблица 15

Направления ветра (%) в 13 часов по станции Нижняя Актру

С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
			Июль				
17	35	2	3	17	20	1	5
			Август				
16	45	1	5	14	15	2	2

Как видно, ветры сверху по долине остаются весьма частыми. Причина как бы недостаточного развития долинных ветров заключается прежде всего в частом повторении ненастных дней. Кроме того, и при фёнах развиваются ветры сверху по долине. В общем в летнее время число дней с нормальной сменой дневных и ночных ветров оказывается не очень большим — не больше 1/3 общего числа дней.

Надо все же заметить, что эти данные срочных наблюдений на метеорологической станции недостаточно четко характеризуют действительное развитие, действительную повторяемость того типа циркуляции, который связан с дневным нагревом долины и склонов. Особенно во второй половине лета высокие склоны сильно ограничивают освещение солнцем дна долины. Поэтому утреннее появление долинного ветра может запаздывать по сравнению с 7-часовым сроком наблюдений. Аналогичным образом к вечернему сроку наблюдений этот ветер уже прекращается (не всегда). Склоновые восходящие движения воздуха начинаются утром (по левому склону) немного раньше, а вечером долго продолжаются на правом склоне, но их трудно подметить по наблюдениям на станции. Кроме того, долинные ветры легко могут возникнуть и в период ненастной погоды, если днем на час-другой выглянет солнце, так как галечниковое дно долины очень быстро обсыхает и нагревается.

Фёны — довольно частые гости в долине Актру, но, по-видимому, они здесь бывают несколько реже, чем в долине Аккема, на северных склонах Белухи. За месяцы июнь — сентябрь по шестилетним наблюдениям, т. е. за 24 месяца, отмечен всего 81 день с фёнами. За остальные месяцы по наблюдениям 1958 и 1959 годов отмечен 21 случай, последняя цифра, вероятно, преуменьшена из-за неточности зимних наблюдений.

Надо заметить, что в эти сводные данные вошли только случаи ярко выраженных типичных фёнов, которые сопровождаются очень резким понижением относительной влажности (днем до 30 и ниже процентов) и повышением температуры воздуха. Между тем фёновые явления сопровождаются комплексом различных признаков, как-то: 1) вообще «неурочное» (например, в ночной срок) повышение температуры и понижение влажности воздуха; 2) порывистые сильные ветры сверху по долине; 3) фёновая «стена» облаков над гребнями гор; 4) чечевицеобразные облака, которые возникают над «внешними» склонами Биш-Иирду, т. е. ниже по долине Актру.

Учитывая возможность разных сочетаний фёновых признаков, можно для станции Нижняя Актру число дней с фёнами считать удвоенным. Кроме того, проявления фёновой погоды в разных точках бассейна Актру могут быть совсем неодинаковыми. Некоторые дополнительные данные приводятся ниже по наблюдениям на станции Верхняя Актру, однако весь вопрос очень сложен и требует особых исследований.

Полный штиль редко бывает в долине Актру, так как особенности в нагревании и охлаждении склонов и дна долины всегда вызывают те или иные движения воздуха. Чис-

ло случаев безветрия по отношению к общему числу наблюдений составляет 10 процентов. Однако и сильные ветры также не характерны. Средние скорости ветра, которые отмечены нижней станцией, колеблются по месяцам от 1,2 до 4 м/сек. Более значительные дневные скорости (в 13 часов), связанные с горно-долинной циркуляцией в ясные дни, но и эти ветры имеют скорость порядка 5 м/сек (редко до 20 м/сек), т. е. их нельзя назвать сильными. Надо заметить, что интенсивность дневной циркуляции этими цифрами еще не характеризуется: стоит подняться на открытый левый склон долины выше границы леса или на моренные холмы перед ледником Малый Актру, как струи ветра оказываются намного сильнее. Таким образом, вся конфигурация дна долины вместе с моренными холмами и лесами создает некоторую защиту от ветра.

Число дней с сильным ветром более 15 м/сек совсем невелико, всего 2—3 случая за летний сезон. Зимой отмечается больше таких случаев (в среднем за два года 14). Самые сильные ветры в долине Актру — это фёны, они сопровождаются и повышением температуры, и сухостью воздуха.

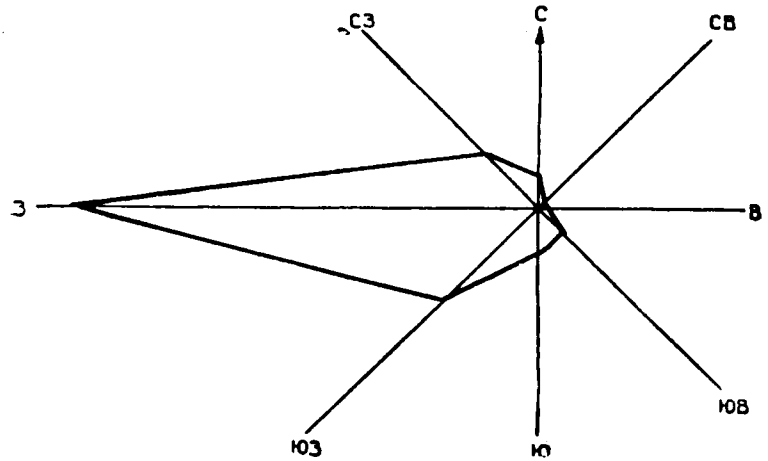


Рис. 6. Роза ветров по станции Верхняя Актру.

Станция Верхняя Актру наблюдала, правда, только в летнее время, режим ветров на леднике существенно иной по сравнению с Нижней Актру. Здесь нет горно-долинной циркуляции, а западное направление ветра является единственно преобладающим (рис. 6). Оно подчинено высотным движениям воздуха с несколько измененной ориентировкой в соответствии с расположением ледниковой долины. По-видимому, сюда не проникают и вторжения воздушных масс с северной половины горизонта, которые при определенных

синоптических условиях могут по долинам распространяться в самую глубину горного Алтая. С другой стороны, гравитационный сток воздуха вдоль ледниковой поверхности, по-видимому, также способствует устойчивости западных ветров.

В связи с большой открытостью долины, где залегает ледник Левый Актру, скорость ветра здесь больше, чем в речной долине Актру. Средняя скорость ветра летом здесь достигает 6,6 м/сек и нередки скорости до 9 м/сек. Фёны здесь иногда сопровождаются настоящими штормами, но иногда бывают тихими, проявляются вместе с тем в других показателях. В июне 1957 года фёновым штормом была повалена метеорологическая будка.

Интересна крайняя неустойчивость ветровых струй на морене близ станции Верхняя Актру, где стояла палатка наблюдателей. Отсюда вверх поднимается крутая боковая долина, выводящая на водораздел между ледниками Актру и Ян-Карасу по другую сторону водораздельного гребня. Благодаря возникающей «борьбе направлений» ветра, а может быть, и эффекту отражения ветра от скалистых стен, на морене иногда моменты полного затишья сменяются штормовыми порывами ветра.

Это пример той сложности ветрового режима, который возникает в условиях рельефа с большими контрастами форм и высоты. Укажем еще пример, пожалуй, трудно объяснимый. 14 сентября 1957 года наблюдатель на плоской и совершенно открытой вершине «Учитель» (3000 м) видел невысоко над своей головой быстро проносившиеся разорванные облака, на самой же вершине порывы сильного ветра (до 18—20 м/сек) сменялись полным затишьем, причем не на короткие моменты, а на промежуток времени в 5—15 минут.

Особенности сезонов года

Необходимо прежде всего оговориться, что сравнительно полные сезонно-климатические характеристики можно сейчас предложить лишь для того времени года, продолжительностью около 4 месяцев, когда производились экспедиционные работы. Для большей части года, примерно в 8 месяцев, включая и «настоящую» зиму, когда осуществлялись лишь сокращенные метеорологические наблюдения, можно указать только самые общие черты погодного режима.

Периоды экспедиционных работ с середины мая или начала июня и до конца сентября были несколько шире, чем собственно летние сезоны. Это очень важно, но, к сожалению, переходные периоды года остаются освещенными не полностью. Затрудняется и решение вопроса о том, как именно следует выделять климатические сезоны года в специфически сложных условиях высокогорного бассейна. По этому

поводу следует сделать некоторые предварительные замечания:

1. Выделение сезонов, очевидно, должно быть связано с пониманием и объяснением типичных природных процессов в высокогорном бассейне в целом, а не в одной его точке (станция Нижняя Актру). На разных высотных уровнях в данном случае на вертикальном протяжении почти в 2000 м, развиваются процессы весьма различные; между ними вместе с тем существуют взаимосвязи, меняющиеся на фоне климатических сезонов. С этим должен быть связан комплекс специально выбранных, наиболее характерных для данного случая, признаков.

2. Имеет смысл и значение выделять климатические сезоны раздельно для разных высотных уровней. Практически важным признаком, например, является обнажение от снега и начало таяния льда в нижних частях ледниковых языков.

3. Сезонные изменения синоптических условий представляются весьма показательными в общей характеристике климата значительных областей, например всего Центрального Алтая. Вместе с тем надо заметить, что мезо- и микросиноптические процессы в отдельных высокогорных бассейнах изучены слишком недостаточно как для целей прогноза погоды, так и в аспекте климатологическом.

4. Нередко в климатологии, особенно если имеются в виду сельскохозяйственные задачи, применяется разделение сезонов по признаку изменения средних суточных температур воздуха по определенным градациям, например: температура ниже 0° — это зима, от 0° до 10° — весна, выше 10° — лето, 10°—0° — осень. Очевидно, что такие градации совсем не подходят к бассейну Актру. Ведь получается, что лета вовсе нет даже в верхней долине Актру, не говоря уже о ледниках. Но всякий, кто бывал в высокогорной ледниковой долине, по собственному впечатлению знает, как ярко и даже жарко там бывает выражено лето, несмотря на холодные ночи. Гидролог или гляциолог будет говорить о весеннем таянии снежного покрова в горах, но о л е т н е м (а не весеннем) таянии ледников. Именно оно создает важнейшие особенности гидрологического режима рек с ледниковым питанием.

5. Менее привязан к определенному температурному фону и кажется более универсальным в применении к горным районам следующий способ выделения климатических сезонов: зима и лето характеризуются сравнительной устойчивостью средних температур, т. е. небольшими их изменениями от одной декады к следующей, от одного месяца к другому, переходные сезоны, наоборот, имеют быструю изменчивость температуры от одной декады к другой. Необходимо испытать этот способ применительно к бассейну Актру, но пока

неясно, может ли он дать согласованные результаты для разных высотных уровней.

6. Календарное деление года по сезонам с выделением на каждый по три месяца во всяком случае сохраняет смысл, так как оно связано с движением солнца. Можно также «отвести» для зимы 5 месяцев, а на переходные сезоны оставить по два месяца. Однако такое деление представляет лишь самую общую ориентировку.

Из сказанного ясно вытекает, что в целях такой общей характеристики климата, которая увязывается с режимом ледников и вытекающих из них рек, нужно обязательно в первую очередь выделить и описать летний сезон. Несколько упрощая вопрос, можно сказать, что в таком горно-ледниковом районе, как бассейн Актру, его следует отождествлять с абляционным периодом ледников. Было бы, наоборот, практически неудобно и теоретически неправильно отрывать два таких периода друг от друга. Начало и конец лета следует определять по началу и концу абляционного периода. Заметим, что такая трактовка летнего сезона кажется целесообразной и с гидрологической точки зрения.

Можно предложить еще следующее деление года на сезоны, представляющее интерес с гляциологической точки зрения: зима или зимний сезон в противоположность лету — это период аккумуляции снега на ледниках, точнее — период «чистой» аккумуляции, которая не нарушается хотя бы отдельными днями с явлениями абляции; переходные сезоны весна и осень выделяются как такие периоды, когда наблюдается некоторое подвижное равновесие между процессами аккумуляции и абляции. Однако вопрос нельзя считать принципиально ясным, так как вполне можно допустить известное отставание ледниковых процессов от изменений метеорологического фона.

Не только выделение летнего сезона по времени, но его характеристика должны быть увязаны с ледниковыми процессами. Весьма типичен, очевидно, показатель в виде снеговой линии, разделяющей ледник на области питания и абляции. Характерным считается наивысшее положение снеговой линии на ледниках, но важно знать и ее сезонную динамику. Величина летней абляции ледников также является очень характерным показателем для каждого летнего сезона.

Вопрос о разделении года на климатические сезоны в высокогорном районе имеет практическое значение и теоретический интерес, но требует еще специальной разработки. В настоящей статье от такой разработки приходится отказаться из-за недостаточности исходных материалов. Заметим, что большой климатологический материал накоплен по станциям Аккем и Кара-Тюрек в районе Белухи, но там нет необходимых гляциологических данных.

Для характеристики летнего сезона и абляционного периода в Актру теперь имеются значительные и разнообразные материалы. Более или менее ясны также сезонные характеристики собственно весеннего «подготовительного» периода перед началом таяния ледников, когда местность перед ледниковыми языками постепенно освобождается от снега. Еще больше имеется наблюдений в период начала осени с ее «ступенчатым» установлением снежного покрова, резко выделяется важная ступень в виде закрытия снегом ледниковых языков. Как было сказано, хуже известны характеристики собственно зимнего сезона и соседних периодов: второй стадии осени и первой стадии весны.

О с е н ь отнюдь не сразу уступает место настоящей зиме. Преобладает ясная антициклональная погода, но без значительных морозов. Яркое солнце посылает щедрые лучи с голубого, даже синего, неба, и дневные температуры положительны еще в октябре, даже отмечен максимум в 14°. Число дней с дневными максимумами температуры воздуха больше 5° в октябре составило 11 в 1959 году и 8 — в 1958 году. Положительные средние суточные температуры отмечены для 12 дней октября 1959 года и для 8 дней 1958 года. Снежного покрова еще нет на южном склоне, а в долине он ложится нерегулярно. Но ноябрь в долине Актру уже можно считать настоящим зимним месяцем.

Устойчивое, по-видимому, осеннее преобладание антициклональной погоды без особенно резкого понижения температуры наводит на мысль о целесообразности организации климатического горного курорта где-либо в районе Актру. Вопрос должен быть поставлен не только об осеннем, но и зимнем функционировании такого курорта, так как и зимой здесь сочетается мягкость температурного режима с солнечной погодой. Однако верхняя долина Актру, в частности место расположения станции, в этом отношении непригодна, так как солнце зимой здесь вовсе или почти не поднимается над высокими гребнями гор. Следует обратить внимание в этом отношении на открытую местность у моста через Актру, в 12 км от станции вниз по долине. К этому месту есть вполне хороший подъезд на автомашине.

З и м а или тот период, который можно назвать настоящей зимой, продолжается в бассейне Актру около 5—5,5 месяцев (ноябрь — март) или несколько больше. Сравнение с ближайшей станцией Кош-Агач показывает, что зима в Актру относительно очень теплая: ноябрь теплее на 3°, январь — на 12°, март — на 8°. Степень континентальности климата в Актру значительно уменьшена: амплитуда годового хода температуры в Кош-Агаче составляет 46°, а в Актру только 29°. Число дней со средней суточной температурой ниже — 20° составляет в декабре 11, в январе — 12, в феврале только 2 дня. Бы-

вают, хотя и редко, оттепели с повышениями температуры выше нуля. Очевидно, эти цифровые характеристики могут измениться при дальнейшем продолжении наблюдений.

Особый интерес в характеристике зимнего сезона представляет то обстоятельство, что его мягкость связывается не с циклонической погодой и снегопадами, а с ее антициклональным типом и ясными днями. Но на ледниках бывают сильные ветры. Это приводит к тому, что ледниковые языки (в частности, Малого Актру) могут обнажаться от снега и долгое время иметь открытую ледяную поверхность. Так было, например, в 1959 и в 1962 годах. Заметим еще, что метелевый перенос снега играет очень большую роль в образовании мощных скоплений снега и фирна на подветренных склонах высоких гребней.

Переход к весне характеризуется особенно подчеркнутым и наглядным влиянием абсолютной высоты. Апрель — май в долине Актру — это период быстрого стаивания снежного покрова, а на ледниках — это период не только аккумуляции снега в фирновых областях, но и утолщения временного снежного покрова на ледниковых языках. Вместе с тем в апреле — мае в Актру много солнца. Суточные суммы солнечной радиации могут достигать 600 кал/см^2 и больше. Долина Актру, хотя и не полностью освободившаяся от снега, может нагреваться сильно. Если к тому же наблюдается хорошо развитый фён, то дневные температуры могут получать высокие, так сказать, летние значения до 15° и выше. Но в общем май в Актру холоднее сентября, несмотря на то, что солнце в мае поднимается выше.

Характерно для второй половины мая, что склоны долины, особенно левый солнечный, уже покрываются зеленью. Моренное окружение ледников становится темно-серым, а сами ледники продолжают еще блестеть своими белыми снегами.

В заключение надо подчеркнуть, что переходные сезоны из года в год могут меняться очень сильно. Здесь предложена лишь ориентировочная характеристика. Более надежно и более подробно можно описать летний период.

Лето в бассейне Актру. Как выше было указано, есть основания считать летний климатический сезон в таком районе, как ледниковый бассейн Актру, совпадающим с периодом абляции ледников. В основном — это месяцы июнь, июль и август, но возможны те или иные изменения границ сезона во времени.

Насколько показательна абляция ледников в смысле выделения климатического сезона, насколько ярко и наглядно величины абляции могут отображать общие свойства сезона, можно видеть из следующих цифр. Суммарные летние величины абляции в 1958—1962 годах в нижней части ледника

Таблица 16

Характеристика летних сезонов в бассейне Актру

Наименование характеристик	1957	1958		1959		1960		1961	1962	Ср. за 6 лет
Средняя температура за 4 м-ца	6,5°	7,2°		8,7°		7,1°		7,6°	9,2°	7,7°
Суммарная радиация (июль, август) к *кал/см²*	24,2	26,3		25,6		26,7		26,2	29,5	26,4
Количество осадков за период, *мм*	371	512		339		321		307	223	345,5
Продолжительность абляционного периода	85	80		109*)		90		80—85	115	93
Наивысшее положение снеговой линии на ледниках Актру	2850—3175	2800—3100		2900—3250		2850—2950		2900—3000	2900—3250	
Суммарная величина абляции на леднике М. Актру, *см*	410	320		615		316		362	624	439,5
Средний расход воды р. Актру (с 15/VII по 15/VIII), *м³/сек*	3,82	3,57		4,87		3,59		3,14	5,81	4,13
Число дней без снежного покрова на ледниках и на каменных поверхностях (лед, камень) на высотах:		л.	к.	л.	к.	л.	к.			
2200—2280 м		80	125	110	145	75	115			
2400—2480		75	115	105	140	65	110			
2850—2900		45	75	65	85	40	65			
3150—3250		0	45	20	60	0	35			

*) С учетом возврата тепла во второй половине сентября—до 120 дней

Малый Актру на высоте 2250—2300 м была такова: 1960 год— 316 см и 1962 год — 624 см. Имели место, таким образом, двукратные изменения абляции.

Величина абляции за лето на одном и том же участке ледника, если только не произошло существенного изменения самого ледника, зависит от температуры воздуха, от сумм солнечной радиации, от продолжительности периода абляции. Едва ли можно найти другой суммарный показатель, лучше записывающий возможную неодинаковость летних сезонов в отдельные годы.

Приведем теперь сводную таблицу нескольких сезонных показателей, которые дают представление, какие главные общие изменения летнего сезона в бассейне Актру могут возникать в разные годы (табл. 16).

Из этой таблицы можно сделать целый ряд выводов.

Большая величина абляции означает, что лето было продолжительное, солнечное, сухое. Если летний сезон был укороченным и дождливым, то таяние ледников резко ослабевало.

Кроме гляциоклиматических показателей в виде сезонной величины абляции ледников обращает на себя внимание показатель гидроклиматический; это — величина расхода воды реки Актру, цифры 3,14 и 5,81 м³/сек весьма ярко подчеркивают неодинаковость сезонов 1961 и 1962 гг. Исследователь, кому приходилось проводить в районе Актру не один летний сезон, замечает, как по-разному может выглядеть р. Актру: она то сжимается в русле и становится почти прозрачной, то бушует мутно-белым потоком, причем не после дождя, а именно во время ясной, сухой погоды. Но этот показатель представляется менее репрезентативным по отношению к климатическому летнему сезону, чем абляция ледников, по следующей причине: на увеличение водности р. Актру (это касается и любого другого ледникового района) большое влияние оказывает таяние не только ледников с их устойчивыми общими размерами, но и чрезвычайно многочисленных снежников. А их количество и размеры зависят и от зимних условий, и от того, сколько снежников осталось от предыдущего года.

Из сравнения показателей, приведенных в таблице, нетрудно видеть, что некоторые из них меняются больше, другие меньше. Можно заключить, какова структура комплекса гляциоклиматических сезонных показателей, как именно складываются большие изменения абляции ледников от одного года к другому.

Важно отметить, что сравнительно устойчива и меньше меняется от года к году температура воздуха в середине лета, в частности в июле месяце. Менее устойчивы тепловые условия в начале и в конце лета, а также в переходное время

от весны к лету, от лета к осени. В связи с этим меняется в больших пределах и фактическая продолжительность абляционного периода. Его средняя продолжительность — около 90 дней. Но в 1958 году он был коротким по причине холодного и со снегопадом июня. Осадков было много — 574 мм. А в 1959 году в первой декаде сентября стояла совершенно летняя погода («фёновая» декада), и абляционный период оказался длиннее на целый месяц. Продолжительное и сухое лето было также в 1962 году, а дождливое и холодное в 1961 году. Таким образом, обычно сезоны с большим и малым таянием ледников климатологически противопоставляются по комплексу метеорологических показателей: в первом случае лето продолжительное, сухое, ясное, теплое, во втором — лето короткое, дождливое, холодное.

В первом случае снеговая линия на леднике поднимается до 3000 м и выше и долго держится на высоком уровне, оставляя открытыми от снега большие поверхности льда, во втором случае снеговая линия может быть снижена метров на 150, а главное — она перекрывается летними снегопадами, и ледники часто закрываются снегом до самых низких уровней.

Представляет большой интерес с точки зрения не только климатологии, но и гидрологии и особенно гляциологии сопоставление погодных условий и их изменений в летние сезоны разнотипного характера. Оговариваемся, что здесь мы не имеем в виду анализа типов погоды в соответствии с разработанной методикой комплексной климатологии. Речь в основном идет о той изменчивости общего облика погоды или общего комплекса метеорологических условий, которая влечет за собой резкое изменение интенсивности типичных природных процессов.

Погода в высокогорном Алтае летом вообще не отличается устойчивостью. Редко бывает, чтобы в течение 7—10 дней простояла устойчивая ясная или же пасмурная с дождями погода. Наоборот, весьма характерны частые и даже очень частые перемены погоды. Определенную роль в этом отношении играют конвективные процессы, которые приводят к тому, что ясная и теплая первая половина дня сменяется к вечеру дождем (или снегом на высоких уровнях) и резким похолоданием. Все это, между прочим, затрудняет маршрутные исследования. Надеяться, выходя в маршрут, на устойчиво хорошую погоду не только на 2—3 дня вперед, но даже на вечер того же дня никак не приходится. А в условиях высоких уровней и вечных снегов это значит, что необходимо иметь с собой достаточно теплую одежду.

Изменения погоды могут иметь самый разнообразный характер и, вообще говоря, являются более сложными, чем на равнинной местности. Наибольшее значение имеет смена

(тоже достаточно частая) хорошо выраженных типов погоды: ясной теплой и ненастной. Отдельно следует добавить сюда погоду «фёновую».

Приведем характерный пример (Тронов, Олейник, 1962).

Таблица 17

Метеорологические элементы в отдельные дни по станциям Нижняя и Верхняя Актру

Метеоэлементы	21 июля 1957 г. хорошая погода		15 августа 1959 г. ненастье		8 сентября 1959 г. фён	
	Н. Актру	В. Актру	Н. Актру	В. Актру	Н. Актру	В. Актру
Среднесуточн. темп. возд.	11,1°	4,7°	6,5°	1,7°	15,0°	9,1°
Темп. возд. в 13 часов	17,8	8,0	7,1	4,5	20,7	9,1
Минимальная темп. возд.	4,6	2,6	5,4	—0,1	7,0	6,3
Относительная влажность воздуха в 1 час	90%	85%	95%	98%	34%	53%
Влажность в 13 часов	45	67	80	88	17	48
Количество осадков за сутки	нет	нет	4,7 *мм*	14,6 *мм*	нет	нет
Дневные суммы суммарной радиации, *кал/см²*	758	671	73	121	274	448

На станции Нижняя Актру 15 августа 1959 г. выпадал дождь, на леднике — снег; с 13—15 августа в долине выпало 29,2 мм осадков, на леднике — 50,8 мм.

Суточная величина абляции ледников (на низких уровнях) при хорошей погоде составляет обычно 6—7 см слоя льда, а в ненастье она снижается до 3—2 см и меньше. Расходы воды р. Актру в большей мере зависят от температурных условий, чем от осадков. Вот характерные данные (Тронов, Олейник, 1962).

Вполне естественно (даже неизбежно), что такие типы погоды, какие показаны в табл. 17, будут иметь место и то или иное чередование каждый год, каждый летний сезон. Однако повторяемость может быть весьма различной. Это можно видеть, например, из приводимой ниже таблицы, подобранной по двум показателям: температура в 13 часов и наличие осадков.

Периоды времени	1—10 августа	11—20 августа	21—31 августа	1—10 сентября	11—20 сентября
Средняя темп. воздуха	9,2°	7,9	7,8	10,9	3,1
Количество осадков за период, *мм*	5	74	29	2	9
Средний расход воды р. Актру, *м³/сек.*	3,95	2,85	2,27	2,72	1,43

Таблица 18

Повторяемость хорошей и ненастной погоды в июле—августе 1961 и 1962 гг.

Типы погоды	1961 г.	1962 г.
Хорошая погода, $t_{13} \geqslant 15°$ Осадков нет	14 дней	19 дней
Ненастье, $t_{13} \leqslant 10°$ Осадки	8 дней	10 дней

t_{13}—температура воздуха в 13 часов

Само собой разумеется, что числа этой таблицы нашли свое отражение в сводной таблице для сезонов.

Вопрос о синоптических условиях, с которыми связаны противоположные типы погоды, здесь не рассматривается, этот вопрос является предметом отдельных статей. Но здесь надо отметить одно очень важное обстоятельство. Очень большое значение в жизни ледников имеют некоторые «крайние» проявления или выражения указанных типов погоды, причем соответственные показатели погоды не получают должного отражения в сводных таблицах по сезонам. Это требует пояснения.

Особое значение в режиме ледников имеет длительное стояние ясной жаркой погоды, например, в продолжение 7—10 дней. Общее таяние ледников будет больше, чем при таком же числе дней хорошей погоды, но в частом чередовании с ненастьем. В самом деле, во втором случае, хотя таяние снега и фирна будет происходить на уровнях выше снеговой линии, талые воды будут лишь пропитывать слои фирна, не давая стока и образуя лишь прослойки льда; при длительной теплой погоде талые воды будут стекать, что означает расход вещества ледника.

Крайним выражением ненастного типа погоды является такое ненастье, которое заканчивается большим снегопадом.

Снежный покров тогда может образовать на ледниковых поверхностях «защитный» слой с большой величиной альбедо, прерывающий на много дней таяние ледников. Большой снегопад в конце августа 1957 года «сохранил» (по достаточно надежным расчетам) у ледника Актру слой льда в 60 см (Тронов, 1962).

«Фёновая декада» 1959 г. тоже представляет особый случай. Если частое повторение таких снегопадов, как в 1957 году, могло бы привести к наступанию ледников, то повторение «фёновых декад» могло бы иметь для ледников катастрофические последствия. Понятно поэтому, что в программе гляциологических исследований МГГ рекомендуется обращать на особые явления также и особое внимание.

Сделанный краткий обзор некоторых главнейших погодных характеристик летнего сезона в бассейне Актру показывает, что трехмесячный период июнь — август одновременно является средним абляционным периодом и может считаться летним климатическим сезоном. Вполне возможна и естественная передвижка границ сезона в ту или иную сторону. По-видимому, часто бывают сдвиги конца сезона на сентябрь, а начала сезона в равной мере на май и на июнь. Сдвиги конца сезона на сентябрь представляются крайне «невыгодными» в режиме ледников, так как сопровождаются устойчивой солнечной погодой и значительным таянием ледников; это есть один из метеорологических факторов современного отступания и сокращения ледников Алтая. Представляет интерес то обстоятельство, что летний сезон в ледниковой зоне не укорочен по сравнению с прилегающими лесными долинами, а также и с более отдаленными равнинными местностями. Только природные индикаторы сезона здесь своеобразны и, так сказать, приспособлены к сниженному температурному фону при одновременном ярком солнце.

ЛИТЕРАТУРА

Барашкова Е. П., Гаевский В. Л., Дьяченко Л. Н., Лугина К. М., Пивоварова З. И. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеоиздат, 1961.

Сб. «Ледник Федченко», т. II, под ред. В. Л. Шульца, Ташкент, 1962.

Подрезов О. А. Особенности режима температуры близ конца ледника Малый Актру. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 1, 1962.

Ревякин В. С. О ледниках плоских вершин в Северо-Чуйских Альпах. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 3, 1963.

Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. Гидрометеоиздат, 1957.

Русанов В. И. Распределение среднего годового количества осадков в Центральном Алтае. Известия ВГО, т. 93, № 6, 1961.

Трифонова Л. И., Федюшина Л. П. К вопросу о приведении температуры и осадков по станции Актру к многолетнему ряду (в этом же сборнике).

Тронов М. В., Олейник И. Я. Общие результаты ледниковых исследований на Алтае в период Международного геофизического года. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 1, 1962.

Тронов М. В. О влиянии летних снегопадов на режим ледников. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 1, 1962.

Л. Н. ИВАНОВСКИЙ

ВОПРОСЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ КОНЕЧНЫХ МОРЕН НА АЛТАЕ

1. О целесообразности дальнейшей разработки схемы последнего оледенения Алтая

На Алтае основным методом изучения конечных морен стадий последнего оледенения является морфологический. Важное значение в этом методе имеет характеристика рельефа морен, состава их обломочного материала, степени его выветрелости. Для оценки возраста важно знать положение конечной морены по отношению к концу ледника и снеговой линии. Большое значение имеет также граница свежих ледниковых форм, ниже которой явные следы древнего оледенения теряются. Эту границу следует принимать как предел распространения ледников максимальной фазы последнего оледенения. Применяя морфологический метод на Алтае, исследователи используют также подсчет депрессии снеговой линии (Л. А. Варданянц, 1938; Л. Н. Ивановский, 1957, 1961; З. А. Титова, 1957).

При использовании морфологического метода в исследованиях конечных морен ледников Алтая встречаются значительные трудности, они оказываются больше, чем нам представлялось раньше (Л. Н. Ивановский, 1956). Эти затруднения связаны с местными условиями климата, рельефа и неотектоники. В частности, наличие плоских водоразделов и высокоподнятых пологих долин при деградации оледенения может вызвать развитие необратимого ледникового процесса, вследствие чего в долинах положение многих стадий наметить не удается. Обязателен также учет пространственного изменения климата Алтая. Эти изменения хорошо видны по положению современной снеговой линии: на севере Алтая высота снеговой линии 2300 м, а на крайнем юго-востоке до 3400 м.

При сопоставлении морен, особенно древних стадий, все большее значение должно придаваться тектоническим поднятиям, например, в форме дифференциальных блоковых движений, которые могут вызвать существенное увеличение оледенения за счет изменения топографии горных хребтов. В целом учет местных условий при исследовании последнего оледенения является совершенно необходимым, что уже давно подчеркивалось К. К. Марковым (1937). Однако на

Алтае возможность оценки влияния того или иного фактора на леднике последнего оледенения пока что еще ограничена, и вопрос во многом не разработан, и именно поэтому применение морфологического метода не всегда достигает цели, а получаемые результаты вызывают много споров.

Известная схема развития последнего оледенения Алтая, предложенная Л. А. Варданянцем (1938, 1945), перенесена почти без изменений с Кавказа, что видно на таблице.

Таблица 1

Сравнительная схема вюрмского оледенения Центрального Кавказа и Центрального Алтая

(по Л. А. Варданянцу)

Центральный Кавказ			Центральный Алтай		
Порядок от конца	Название стадий	Депрессия снеговой линии в метрах от до	Порядок от конца	Название стадий	Депрессия снеговой линии в метрах от до
1	XVII—XIX столетий	52—90	1	XVII—XIX столетий	40—70
2	Историческая	50—120	2	Историческая	70—85
3	5-я	140—270	3	Аккемская	150—300
4	4-я	320—400	4	Кочурлинская	400—460
5	3-я	500—650	5	Мультинская	600—700
6	2-я	около 800	6	Огневская	800—900
7	1-я	около 900	7	1-я	900—1000
8	Максимальная	1100—1200	8	Максимальная	около 1150
9	Рисс?	?	9	?	свыше 1200

В настоящее время эта схема для Алтая уже не может сколько-либо удовлетворительно объяснить особенности расположения морен в долинах. На Алтае не известно ни одной долины, где бы можно было наблюдать все восемь стадий оледенения. Схема развития оледенения Л. А. Варданянца не в состоянии объяснить отсутствие многих морен стадий в долинах. Этот недостаток связан прежде всего с тем, что схема слабо учитывает местные условия, которые могут весьма исказить общие изменения климата.

В настоящее время не только накопился новый материал по современному и древнему оледенению, но также значительно изменяются взгляды на снеговую линию. Весьма важны в этом отношении работы М. В. Тронова (1954, 1956), который разработал ученье о двух уровнях снеговой линии: на холодной подстилающей поверхности ледников и на камнях между ледниками. При сопоставлении конечных морен ста-

дий учитывать это ученье нужно обязательно, что, конечно, в 1938 г. Л. А. Варданянц сделать еще не имел возможности.

Критика схемы развития последнего оледенения, в частности величины депрессии снеговой линии, предложенной Л. А. Варданянцем, была сделана М. В. Троновым (1954), который решительно высказался против установленной Л. А. Варданянцем депрессии снеговой линии в 1150 м для максимальной фазы последнего оледенения Центрального Алтая. Как считает М. В. Тронов, депрессия снеговой линии является завышенной и составляет всего 800 м, при которой ледник еще мог оканчиваться вблизи устья реки Аргут. При депрессии в 1150 м площадь питания ледника была настолько значительной, что получаемая с нее масса льда не могла завершиться концом вблизи устья реки Аргут, ледник должен был бы достигнуть предгорий Алтая.

Оценка депрессии снеговой линии, выполненная Л. А. Варданянцем и М. В. Троновым, требует всесторонней проверки в связи с тем, что учтенные площади плоских водоразделов на Катунском хребте как крупные источники питания ледников во время оледенения в действительности такими могли и не быть.

Л. А. Варданянц допускал уровень современной снеговой линии на Белухе в 2700—2750 м, а для смежных частей Катунского хребта на высоте 2600 м (стр. 389). Это дало право М. В. Тронову (1954) принять, что при депрессии в 1150 м уровень снеговой линии снижался примерно до 1500 м. По мнению М. В. Тронова (1954), «...при этом почти весь Катунский хребет должен был оказаться под снежно-фирновым покровом, ибо даже ближайшие к Уймонской или Катандинской степи, т. е. к нижнему участку огибающего хребет течения Катуни, отроги хребта превышают указанный уровень». «Площадь питания ледника, или, иначе, площадь накопления снежно-фирновых масс, занимала не менее 5000 кв. км, это только в одном Катунском хребте, не учитывая еще менее высоких поднятий левобережья Катуни» (стр. 182). По нашему мнению, цифра в 5000 кв. км в действительности является преувеличенной по меньшей мере в три раза.

Для возникновения ледников на плоских, особенно изолированных от высоких гор, водоразделах требуется учесть линию нулевого баланса снега на камнях, которая проходит на склонах на 350—400 м выше, чем снеговая линия на леднике, — это, во-первых. Во-вторых, ледники на плоских водоразделах отличаются своими особенностями питания и абляции. Так, например, В. С. Ревякин (1962) привел интересные данные по соотношению площадей питания и абляции на леднике, который расположен на плоской вершине «Купол» в горах Биш-Иирду, где ледниковый коэффициент достигает

1 : 5. Подобное соотношение площадей питания и абляции показывает все своеобразие развития оледенения на плоских водоразделах, подчеркивает неблагоприятность для развития оледенения.

На плато и в прилежащих долинах на развитие оледенения большое влияние оказывает перераспределение снега, значительное количество которого сдувается в цирки и ледниковые долины. Естественно, что количество снега, который поступает с плато в долины, зависит от местных условий климата и рельефа, в частности, особое значение имеет постоянство и сила ветров. В наиболее благоприятных условиях сдувание снега может быть почти полным. Так, Г. К. Тушинский (1958), анализируя оледенение на склонах Эльбруса на Кавказе, пришел к важным выводам, утверждающим полный перенос снега с открытых склонов в долины. На Тянь-Шане, как считает Г. А. Авсюк (1950), уменьшение питания ледников по этой причине на плато достигает 20—30%, а общее количество осадков на плоских водоразделах в два раза меньше, чем в глубоких долинах.

В бассейне реки Актру в горах Биш-Иирду В. С. Ревякин (1962) оценил количество переваеваемых осадков в один из каров ледника Большой Актру. Среднегодовое количество осадков в районе Актру оценивается в 700—800 мм. Осадки концентрируются в карах. Расчет показывает, что в каре Большого Актру выпадает минимум 1200 мм, вполне вероятно, что это количество осадков несколько преуменьшено. Во всяком случае в каре накапливаются осадки, сносимые с окружающих склонов. Ясно, что на водоразделе в связи с этим снега сохраняется значительно меньше.

Таким образом, своеобразие влияния на оледенение плоских водоразделов заключается в том, что они сами неблагоприятны для развития ледников, но они оказывают существенное воздействие на увеличение размеров и активность оледенения в прилежащих долинах.

Явление сдувания снега с плоских водоразделов и пологих склонов может вести только к повышению снеговой линии на плато и ее понижению на ледниках в долинах, куда частично сдувается снег. Снеговая линия в более затененных долинах всегда будет значительно ниже, чем на плато, где и освещенность может достигать в течение дня 100%.

На Алтае на ледниках Актру в долинах линия нулевого баланса снега лежит на высоте 2950—3050 м, а на пологих склонах ледника, спускающегося с плоской вершины «Купол», расположенного над глубокой долиной Актру, она проходит на высоте 3350—3400 м. На однотипном леднике, залегающем вблизи перевала «Контейнер», линия нулевого баланса снега находится на высоте 3350 м (рис. 1). Следова-

тельно, разница высоты линии нулевого баланса в глубоких долинах и на плоских водоразделах достигает 350—400 м.

Примерно о такой же разнице высот нулевого баланса в глубоких долинах и на открытых склонах плоских водоразделов свидетельствует и положение следов древнего оледенения в других районах Алтая, сходных по условиям климата и рельефа. На передовом уступе Катунского хребта плоские водоразделы на высотах 2000—2500 м лишены следов древнего оледенения, и только между реками Аргут, Аккем и Катунь они встречаются в неглубоких древних доли-

Рис. 1. Ледник на перевале «Контейнер» в горах Биш-Иирду.

нах. Эти долины начинаются от каров северной экспозиции, которые заложены на склонах плоских возвышенностей высотой 2600—2800 м. Отсутствие следов древнего оледенения на боковых водоразделах высотой 2000—2500 м объясняется не тем, что депрессия снеговой линии на долинных ледниках оценивается не в 1150 м, а в 800 м, а тем, что условия развития оледенения долин и каменистых водоразделов являются различными.

Таким образом, современная снеговая линия у долинных ледников лежит ниже уровня, обеспечивающего возникновение ледников на каменных плато Алтая по меньшей мере на 700—800 м, а это означает, что накопление твердых осадков и образование ледников в максимальную фазу последнего оледенения могло происходить на плато на высотах больше 2500 м, а не 1500 или 1700 м, как допускал раньше Л. А. Варданянц. На Катунском хребте общая площадь, лежащая выше 2500 м, составляет всего 1300—1400 кв. км. Однако и эта цифра может оказаться преувеличенной, так как изолированные участки плато даже на высотах 2600—2800 м обеспечивали существование лишь небольших ледников в высокорасположенных долинах. Эти древние ледники часто были даже не связаны с главным Катунским ледником и оканчивались еще в своих долинах.

Приведенные соображения дают возможность считать, что определение площади, лежащей выше снеговой линии, во

время оледенения по механическому уравниванию высоты снеговой линии долинных ледников и плоских водоразделов с каменной поверхностью приводит к крайней схематизации и упрощению сложных процессов развития оледенения. Таким образом, при оценке депрессии снеговой линии для максимальной фазы последнего оледенения принимать площадь оледенения в 5000 кв. км неправильно, и поэтому результаты подсчетов М. В. Тронова (1954) по объему массы льда, который должен был формироваться на предполагаемой площади оледенения Катунского хребта, оценка мощности ледника и его длина являются преувеличенными. В схеме развития последнего оледенения Алтая требуется более обстоятельный учет местных условий, а также уточнение положения конечных морен стадий.

Наши первоначальные представления о развитии древнего оледенения, изложенные в одной из статей (Л. Н. Ивановский, 1962), также нуждаются в значительных поправках. В частности, требует уточнения идея о слиянии четырех основных центров оледенения и образовании древнеледникового района Центрального и Юго-Восточного Алтая. Вывод о том, что депрессия снеговой линии была 700—800 м, в действительности можно считать только приближенным к средней величине между депрессиями в долинах и на плоских водоразделах, она близка к климатической депрессии (средней для данного района) в понимании Г. Виссмана (1959).

В долинах на существующих ледниках Центрального Алтая депрессия снеговой линии превосходит 700 м и может достигать 1000 м. Она должна быть значительно уменьшена на плоских водоразделах, однако точную цифру для всего Центрального Алтая за отсутствием достаточных данных назвать пока не представляется возможным. Вся проблема требует специального изучения, сбора цифровых материалов и исследования конкретных условий развития оледенения.

В связи с изложенным, при сопоставлении морен ледников Алтая использование метода подсчета депрессии снеговой линии различными способами требует большой осторожности и неоднократной проверки. Особый смысл при этом приобретает положение М. В. Тронова (1954) о том, что снеговая линия связана с климатом и рельефом, т. е. депрессия снеговой линии зависит от климата и от рельефа. Отсюда следует, что сопоставление конечных морен будет наиболее достоверным в долинах со сходными условиями климата и рельефа. Различный рельеф или климат неизбежно вызовут несоответствие депрессии снеговой линии и сильно затруднят сопоставление стадиальных морен и установление схемы развития последнего оледенения.

Известное сходство депрессии снеговой линии в долинах Катунского хребта и гор Биш-Иирду характеризует сходный

в этих горах альпийский рельеф и континентально-циклонический климат с большим количеством осадков. Она, несомненно, приближена к действительности Алтая и учитывает перемещение снеговой линии на холодной поверхности долинных ледников.

Схема развития древнего оледенения горной страны требует, однако, существенного уточнения еще и по другим причинам. Размеры депрессии снеговой линии для стадий должны быть пересчитаны ввиду ошибочного определения положения конечной морены максимальной фазы оледенения. Об ошибке Л. А. Варданянца писал Л. А. Рагозин (1942), который указал, что морена максимальной фазы «вюрма» лежит не около устья реки Аргут, как считал Л. А. Варданянц, где нет следов древнего оледенения, а там, где ее описал К. Г. Тюменцев (1936), т. е. несколько выше устья реки Казнахты.

Л. А. Варданянц в долине реки Катуни не работал и только предполагал наличие морены вблизи реки Аргут. Конечная морена, оцененная К. Г. Тюменцевым как максимум «вюрма», принята Л. А. Варданянцем как его 1-ая стадия. Нужно заметить, что в этом случае по этому автору депрессия снеговой линии все же достигает 900—1000 м.

Специальные и детальные исследования в долине реки Чуи в 1962 г. также показали, что прежние представления, устанавливающие конечную морену максимума «вюрма» вблизи рек Ербалык и Айгулак, должны быть подвергнуты сомнению, так как настоящих морен напора Чуйского ледника там обнаружено не было. (В. А. Обручев, 1915; Ю. А. Кузнецов, 1939; Л. Н. Ивановский, 1957, 1961). То, что раньше принималось за конечные морены, в действительности является каменными глетчерами, спустившимися с очень высоких склонов долины реки Чуи. Здесь, как и на реке Катуни, 1-ая стадия оказывается максимальной фазой, расположенной вблизи поселка Чибит, с депрессией снеговой линии около 100 м. Таким образом, граница оледенения находится приблизительно там, где Е. Н. Щукина (1959) выделила границу своего «чибитского» оледенения.

В более сухом континентальном климате юго-востока Алтая депрессия снеговой линии уменьшена, о чем уже сообщалось нами раньше (Л. Н. Ивановский, 1956, 1962). Заметное уменьшение депрессии снеговой линии на юго-востоке Алтая не исключает возможности использования этого метода для сопоставления конечных морен стадий последнего оледенения, так как при сходном рельефе пропорционально уменьшаются величины депрессии для всех стадий. Получаемые результаты должны давать объективные данные изменения размеров оледенения, имея в виду незначительную тектони-

ческую активность на территории исследуемого района во время наиболее молодых стадий оледенения.

Для более древних отрезков времени особое значение приобретает интенсивность тектонических поднятий, которые способны заметно исказить картину развития оледенения. Как известно, на этот вопрос обратил внимание К. К. Марков (1942), который отметил, что несимметричное расположение конечных морен на разных склонах горных хребтов является показателем молодых тектонических поднятий. На Алтае роль тектонических поднятий в развитии оледенения оценил Г. Ф. Мирчинк (1940), по мнению которого последнее оледенение Алтая является наибольшим по площади, по сравнению с более древними, в связи с тем, что поднятие существенно изменило топографию горных хребтов.

В верхнечетвертичное время интенсивность тектонических движений на Алтае была значительной (Л. А. Рагозин, 1942; В. Е. Попов, 1954; Л. Н. Ивановский, 1956-а; З. А. Титова, 1957-а; Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец, 1961). На основании изучения трогов и террас рек вполне вероятно, что в верхнечетвертичное время дифференцированные, блоковые подвижки выражались в 300 м по вертикали. Подобное поднятие определило в ряде случаев несимметричное расположение конечных морен в горных хребтах. Так, например, в то время как на хребте Холзун, по данным Б. В. Сочава (1946) и нашему дешифрованию аэрофотоснимков, а также материалам по хребтам Иолго и Теректинскому, после отложения конечных морен максимальной фазы последнего оледенения не было повторного наступания ледников, Б. В. Сочава на основании анализа растительного покрова даже утверждает, что там вообще было только одно наступание ледников.

В юго-восточной части Алтая в ряде долин после отложения морен максимальной фазы имели место новые наступления ледников, которые достигали старых морен и оказывались надвинутыми на них. Так, на северном склоне гор Биш-Иирду из долины реки Тёте в Курайскую котловину выполз ледник, отложивший морены сложной морфологии. На эти морены, покрытые степью, надвинуты еще более свежие конечные морены, покрытые лесом. Более молодой ледник, наползая на препятствия в виде нагромождений древней конечной морены, отвернул влево, на запад, даже несколько несогласно с общим уклоном южной окраины Курайской котловины.

Рельеф более молодой морены свежее, чем рельеф древней морены, и смешать их невозможно. Граница между моренами четко выделяется также и на аэрофотоснимках. Древняя долина реки Тёте в области древней морены проходила почти с юга на север. Молодая морена закупорила теперь сухую долину, и река также отвернула к западу. Примерно

такая же картина наползания ледника на более древние морены наблюдается на склонах Южно-Чуйского хребта в долине реки Кок-узек. Здесь молодая морена, не достигая предельной границы более древней морены, перекрывает ее ближе к кромке высоких гор.

В условиях тектонических поднятий подсчет депрессии снеговой линии для целей сопоставления конечных морен, естественно, не может дать желаемых результатов, и поэтому наша попытка перенести схему Л. А. Варданянца в описанные долины потерпела неудачу. При сопоставлении особенно древних морен следует широко использовать и другие методы. Во всех случаях должны применяться геологические методы. Контролирование результатов, полученных каким-либо методом, может дать желаемый результат.

Кроме трудностей и ошибок, возникающих при сопоставлении конечных морен, связанных с особенностями климата, рельефа и неотектоники, большое значение имеет также морфология конечно-моренных образований. Дело в том, что на Алтае далеко не всякий моренный рельеф фиксирует стадию оледенения, только вполне определенные формы моренного рельефа являются показателем прошлого наступания ледников. Поэтому необходимо выяснить морфологию конечно-моренных образований Алтая с точки зрения возможности их сопоставления.

2. О морфологии конечно-моренных образований Алтая

Исследование морфологии конечно-моренных образований Алтая пока позволяет выделить следующие основные формы:

1. Конечные морены напора и насыпные, образовавшиеся при обратимом ледниковом процессе; конечные морены насыпания, сформированные при необратимом ледниковом процессе.

2. Моренно-холмистый рельеф, возникающий в долинах, где при деградации оледенения образуется мертвый лед.

3. Каменные глетчеры, которые представляют морены малых форм оледенения.

Перейдем к характеристике намеченных форм морен и выяснению возможности их сопоставления.

Конечные морены напора и насыпные, описанные уже нами раньше (Л. Н. Ивановский, 1962-а). Они образуются при обратимом ледниковом процессе, когда ледник полностью подчиняется изменениям климата. Морена может быть надвинутой на более древние отложения, в разрезах обнаруживаются гляциодислокации. У лобовых и боковых морен, представленных более или менее широкими валами, может быть включен не только перенесенный ледником обломочный материал, но и такой, который раньше ледником не

переносился, а был им захвачен при наступании. В этом случае в составе морен могут находиться остатки речных отложений в виде окатанной гальки, валунов.

Более молодые конечные морены, относящиеся к осцилляциям стадии XVII—XIX столетий, сложены грубым обломочным материалом с сравнительно небольшим количеством суглинка. У морен более древних стадий заметно все увеличивающееся количество цементирующего карбонатного суглинка, причем у наиболее древних морен суглинок может даже преобладать над более крупным материалом.

Кроме типичных морен напора в долинах развиты насыпные конечные морены. Они могут возникнуть даже за несколько лет при некотором замедлении отступания, когда концы ледников становятся почти стационарными. Морены представлены насыпанными валами, ниже которых расположены галечниковые площадки, указывающие на быстроту отступания. (Конечные морены осцилляций ледников Курумду; Куркурек, Катунского и др. И. М. Мягков, 1936; Л. Н. Ивановский, 1961).

Существенное отличие имеет морфология конечных морен насыпания, образующихся при необратимом ледниковом процессе. В этом случае конечные морены развиты сплошным покровом чередующихся гряд и понижений. Характерной особенностью разрезов таких морен является сравнительная однородность сложения гряд и межгрядовых понижений.

Для сопоставления конечных морен морфологическим методом наиболее подходящи конечные морены, формирующиеся при обратимом ледниковом процессе, так как они точнее всего отражают изменения климата и яснее выражены в долинах. Значительно сложнее сопоставлять конечные морены насыпания, образованные при необратимом ледниковом процессе. Этот процесс развивается у подпруженных ледников, когда при деградации оледенения может начаться распад ледника. В начале распада при медленном отступании ледника формируется большое число гряд отступания, сопоставление которых не удается.

Моренно-холмистый рельеф, по образному выражению М. И. Иверонової (1952), является индикатором существования мертвого льда. Как показал названный автор, мертвый лед может формироваться при постепенном отмирании конца ледника, при этом моренно-холмистый рельеф также последовательно покрывает дно долины. Другая возможность возникновения мертвого льда на Алтае связана с вероятностью распада крупного ледника, который должен быть подпруженным. Согласно М. В. Тронову (1954), распад подобного ледника может протекать с большой быстротой, в результате чего возникают большие площади мертвого льда.

Возможность двух способов образования мертвого льда на Алтае должна учитываться при изучении моренно-холмистого рельефа, однако наблюдений в этом направлении еще недостаточно, и выделение морфологических разновидностей моренно-холмистого рельефа еще не произведено.

Наличие моренно-холмистого рельефа еще не является показателем стадиальной остановки ледника или даже стадиального замедления отступания. Поэтому нельзя каждый раз, когда в долине встречается участок, покрытый холмистым рельефом, сопоставлять его с одной из стадий или даже осцилляций, так как такой участок только фиксирует деградацию ледника. Моренно-холмистый рельеф является доказательством только для максимальной фазы оледенения, поскольку ниже по долине следы древнего оледенения исчезают.

Каменные глетчеры на Алтае исследованы слабо. В хребтах Центрального и Юго-Восточного Алтая каменные глетчеры получили широкое распространение ниже ледников малого размера. Некоторые из них берут начало в цирках и на крутых склонах, где в настоящее время ледников уже нет. На Алтае можно наблюдать сложные каменные глетчеры, образовавшиеся при слиянии нескольких долин.

В прошлом крупные ледники в своей деятельности формировали типичные морены напора и насыпания, но в связи с отступанием оледенения к настоящему времени образуются уже только каменные глетчеры, покрывающие дно долины ниже ледника. Некоторые каменные глетчеры образованы во время максимальной фазы последнего оледенения, когда даже в сравнительно низких горах были ледники, хотя и небольшого размера.

Достаточно достоверно сопоставлять каменные глетчеры удается с большим трудом. Их возраст может быть различным, в связи с тем положение конца зависит от состояния и размеров ледника, а также от позднейшей солифлюкции. На Алтае в этом направлении еще должны быть поставлены специальные исследования. Во всяком случае образование каменного глетчера могло произойти в любую из стадий последнего оледенения, и при установлении их возраста можно оценить распространение малых форм оледенения в ту или иную стадию.

3. О причинах сокращенного числа конечных морен в долинах Юго-Восточного Алтая

Среди морфологических типов конечно-моренных образований, намеченных выше и описанных нами раньше подробнее (Л. Н. Ивановский, 1962-а), наиболее благоприятными для сопоставления являются конечные морены напора и насыпания, расположенные в сравнительно крутых долинах

Катунского хребта и горного узла Биш-Иирду. В таких долинах известны высоты снеговой линии и выяснено положение конечных морен по отношению к концу ледника. Это дало возможность оценивать морены по возрасту и с известной достоверностью сопоставлять комплексы морен разных долин друг с другом (И. М. Мягков, 1936; К. Г. Тюменцев, 1936; Л. Н. Ивановский, 1957, 1961).

В условиях Центрального Алтая ледники часто близки к абсолютно устойчивым (Л. Н. Ивановский, 1961-а), именно морены подобных ледников сопоставлять особенно целесообразно. Схема развития такого ледника характеризуется наиболее полным отражением климатических изменений, причем колебания ледника зафиксированы в полной серии конечных морен стадий и осцилляций. Каждое понижение снеговой линии является причиной наступания ледника и отложения соответствующей конечной морены. Однако подобные ледники распространены на Алтае не так уж часто, и во многих хребтах они не встречаются совершенно.

Исследование следов древнего оледенения в долинах юго-восточной части Алтая, например в хребте Чихачева и Южно-Чуйских горах, показывает всю сложность взаимодействия рельефа, климата и оледенения. Особенно значительное влияние оказывают выравненные поверхности водоразделов и широкие высоколежащие долины. Важное значение для развития оледенения имеет все большее увеличение сухости и континентальности климата в юго-восточном направлении.

Изменение в развитии оледенения от Центрального Алтая к юго-востоку, в сторону Монголии, фиксируется характером расположения и количеством конечных морен стадий и осцилляций. В многочисленных долинах Катунского, Южно-Чуйского хребтов, горах Биш-Иирду, хребтах Курайском, Южно-Алтайском, Чихачева число конечных морен различно. Это показано рядом авторов: И. М. Мягков (1936), К. Г. Тюменцев (1936), Л. Н. Ивановский (1956, 1957, 1961), З. А. Титова (1957), Ю. П. Селиверстов (1959), Н. А. Ефимцев (1961), Е. Д. Донченко (1962).

В пестрой картине расположения стадий конечных морен устанавливается определенная закономерность, выражающаяся в уменьшении числа конечных морен на восток и юго-восток горной страны. Вполне понятно, что в этих условиях оценка возраста встречающихся конечных морен вызывает большие трудности, тем более что в долинах нет крупных ледников, к которым можно было бы привязать наблюдаемые морены.

Объяснение выпадения конечных морен раньше связывалось нами главным образом с уплощенным рельефом, который благоприятен для развития необратимого ледникового процесса. Дальнейшее исследование юго-восточной части Ал-

тая показывает, что некоторые особенности расположения конечных морен трудно объяснить только одним влиянием рельефа.

В хребте Чихачева находится ледник Григорьева длиной до 2,5 км и шириной у конца языка до 275 м. Ледник залегает в глубокой ущелистой долине и питается в основном с вершин, ограничивающих перевал. В верховьях ледника рельеф является резким с крутыми, местами отвесными склонами, изъеденными нивальными нишами и эрозионными рытвинами (рис. 2). Конец ледника лежит на высоте 2900 м. Снеговая линия на леднике проходит на высоте 3150—3200 м. Перед ледником лежат две конечных морены. Более молодая из них находится в 50 м от ледника. Морена серповидно перегораживает долину и у крутых коренных склонов продолжается в высоких боковых моренах. Особенно высокая боковая морена расположена на правой стороне ледника (рис. 3). В 1928 году, когда на леднике была Л. И. Семихатова (1930), ледник вплотную примыкал к этой морене. За 30 лет ледник отступил на 50 м. Можно принять, что за этот промежуток времени конец ледника был почти в стационарном положении и, видимо, значительно сокращалась мощность ледника. Большая высота морены (внешний склон до 100 м) и ширина указывают на длительность ее отложения во время постепенного отступания конца ледника и сокращения объема льда.

В 400 м ниже ледника расположена вторая морена с более низкими боковыми моренами по ее краям и теряющимися вблизи ледника. Эта морена состоит из покрытых лишайниками и заметно выветрелых обломков с оббитыми ребрами и углами. Ниже этих конечных морен в долине следующая, более древняя конечная морена находится в 10 км от ледника.

Первая конечная морена сопоставляется нами со стадией XVII—XIX столетий. Вторая морена по общему облику и расположению должна быть отнесена к исторической стадии Центрального Алтая. В отличие от системы конечных морен, например ледников Биш-Иирду, у ледника Григорьева у морены стадии XVII—XIX столетий нет конечных морен осцилляций. У ледника Курумду на северном склоне упомянутых гор к той же стадии относятся пять конечно-моренных валов (Л. Н. Ивановский, 1961).

Описанное явление сокращенного числа конечно-моренных гряд у ледника Григорьева возможно объяснить следующим образом. Общие причины, вызывающие колебания ледников в условиях Алтая, преломлялись по-разному. Согласно М. В. Тронову (1949), циклонический климат Центрального Алтая с Белухой и ледниковым центром Биш-Иирду отличается большим количеством осадков (до 1500—3000 мм). Снеговая линия у долинных ледников находится в пределах

Рис. 2. Хребет Чихачева вблизи ледника Григорьева.

Рис. 3. Конец ледника Григорьева в 1957 г.

2650—3000 м. Депрессия снеговой линии в Центральном Алтае в долинах достигает 900—1000 м для максимальной фазы последнего оледенения. В хребте Чихачева к юго-востоку от сухой Чуйской степи для ледников в долинах рек Юстыд и Барбургазы депрессия снеговой линии для максимальной фазы оценивается нами всего в 600—650 м, т. е. меньше, чем в центральном Алтае на 350—400 м. На юго-востоке Алтая проявляется сухой резкоконтинентальный климат с преобладанием антициклональной погоды. На склонах хребта осадков выпадает небольшое количество, а снеговая линия находится на высоте около 3200 м. Все это приводит к существенному уменьшению оледенения, несмотря на достаточно большие высоты (4000 м).

Подобное различие депрессии снеговой линии в разных климатических условиях не является для науки новым. У нас первым на это особое внимание обратил К. К. Марков (1937), который считает, что недоучет местных условий приводит к серьезным ошибкам при реставрации ледников прошлого. В настоящее время весьма интересные сравнения по величинам депрессии снеговой линии для разных горных хребтов Европы и Азии сделал Н. М. Сватков (1962). В приведенных им цифрах, взятых из иностранных и советских работ, ясно видно возрастание депрессии снеговой линии в морском климате и уменьшение ее при нарастании континентальности климата.

Резкоконтинентальный климат на юго-востоке Алтая не способствовал опусканию снеговой линии до уровня, который она достигала в Центральном Алтае. Последовательно для каждой стадии и осцилляции депрессия снеговой линии была уменьшена. Уменьшенные пространственные интервалы между последующими депрессиями найдут отражение в расположении конечных морен, которые все больше должны быть приближенными друг к другу. В наиболее благоприятной обстановке, например, когда ледник небольших размеров, это приведет к сокращению количества осцилляционных морен, так как они окажутся настолько приближенными друг к другу, что будет выражена только одна, стадиальная конечная морена. Такая морена образована за сравнительно длительное время, и ее нельзя сопоставлять ни с одной из морен осцилляций ледников Центрального Алтая. Сопоставление такой стадиальной морены возможно только со всем комплексом морен осцилляционных, относящихся к искомой стадии. Оказывается, что одной конечной морене на юго-востоке Алтая соответствует целых пять конечно-моренных гряд в горах Биш-Иирду.

Еще дальше к востоку и юго-востоку для рельефа гор все большее значение приобретают плоские водоразделы и пологие широкие долины. Уплощение рельефа, возрастание абсо-

лютных высот днищ долин происходит одновременно с общим возрастанием континентальности климата, это уплощение должно было способствовать значительному разрастанию ледников в наиболее древние стадии, когда в питании ледников могли включаться обширные плато, с которых в прилежащие долины в изобилии сдувался снег.

Во время молодых стадий имело место резкое ослабление оледенения, уходившего на склоны. В то время обширные плато находились уже значительно выше снеговой линии, питание ледников ослабевало скачкообразно. Вместе с этим возрастание континентальности климата и уменьшение депрессии снеговой линии должно было приводить к некоторому сближению конечно-моренных валов. Как раз именно подобная картина намечается, например, по сухой безлесной долине реки Бойлюкем в истоках реки Чуи. Рельеф, окружающий бассейн реки Бойлюкем, отличается большой уплощенностью. Боковые водоразделы плоские, вершины имеют округлую форму и мало выделяются среди обширных плато, самая высокая из них не превосходит 3200 м. Долина сравнительно прямолинейна и заметно расширяется только в нижнем течении, где достигает 2 км. Русло реки Бойлюкем на протяжении 20 км понижается только на 100 м. В среднем это составляет 5 м на 1 км течения реки, причем в верхней части долины падение значительно больше, чем в нижнем, где оно редко превышает 2 м на 1 км течения (рис. 4).

Следы древнего оледенения на протяжении долины представлены свежими скульптурными формами в виде каров, обработанных льдом скал с царапинами, ригелями. Особенно хороши боковые и конечные морены, озы, камы и камовые террасы. На высоте около 2200 м перед выходом долины к реке Бугузун она закупорена тремя последовательно расположенными конечными моренами, которые надвинуты друг на друга (рис. 5). Длина каждого моренного языка достигает 1 км. По внешнему виду они сравнительно резко отличаются друг от друга. Чем моложе морена, тем она выглядит свежее и отчетливее.

На второй и третьей моренах много термокарстовых форм, тогда как на наиболее древней, выдвинутой ниже по долине они уже сильно деформированы последующими процессами денудации. Даже самая древняя морена в общем выглядит свежей. Ее крутой фронт сменяется холмистой поверхностью. Наиболее спокойный рельеф развит у средней морены, где расположены юрты местного колхоза. Перед наиболее молодой мореной находятся озера, не связанные с рекой Бойлюкем, они лежат даже выше, чем надпойменная терраса высотой 10—15 м. Еще выше конечной морены находится эпигенетическое ущелье, выводящее реку в правую молодую долину.

Рис. 4. Долина р. Бойлюкем в ее среднем течении.

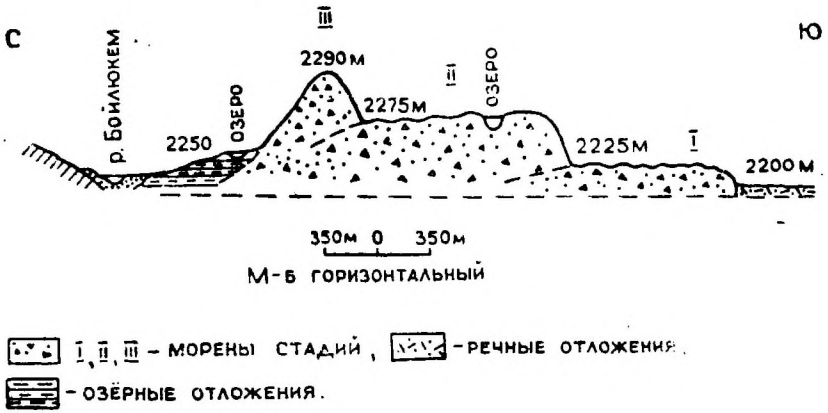


Рис. 5. Схема расположения морен в долине р. Бойлюкем.

Высота снеговой линии, подсчитанная по методу Гефера для древней из описанных морен, достигает 2500—2600 м. Если принять современную снеговую линию на высоте 3350 м (хребет Чихачева на северных склонах в среднем 3250 м), то депрессия снеговой линии должна оцениваться в 700 м. Она близка к депрессии на западных склонах хребта Чихачева, но несколько уменьшена в сравнении с депрессией в Центральном Алтае.

Общее уменьшение депрессии снеговой линии к юго-востоку осложняется характером рельефа, сильно влияющим на накапливание снега на склонах. В районе ледника Григорьева на хребте Чихачева преобладает альпийский сильно пересеченный рельеф. На крутых склонах подобного рельефа снег не задерживается, а на южных склонах быстро тает. При резкоконтинентальном и сухом климате депрессия снеговой линии была небольших размеров (600—650 м).

К востоку, ближе к истокам реки Чуи, в частности в бассейне реки Бойлюкем, уплощение водоразделов заметно возрастает, в долины с этих плоских участков гор сдувалось много снега, увеличивая количество осадков в долинах выше средней. За счет этого дополнительно поступающего в долины снега в долинах депрессия снеговой линии достигала бо́льших размеров, чем вблизи ледника Григорьева в хребте Чихачева.

Высота обрамления истоков реки Бойлюкем едва превышает 2950 м. При таких высотах для первоначального возникновения ледников, хотя бы небольших размеров, требуется депрессия снеговой линии минимум 600 м. Дальнейшее опускание снеговой линии приведет к существенному наступанию ледников, достигавших 23—24 км длины. В это время выше снеговой линии оказывались участки плато, с которых в цирки и в долину во все увеличивающемся количестве сдувался снег (рис. 6).

После наступания крупных ледников при последующих депрессиях снеговой линии в 200—500 м даже наиболее высокие вершины бассейна реки Бойлюкем оказывались ниже снеговой линии на каменной поверхности. Склоны возвышенностей не покрывались снегом, и оледенение не развивалось. Конечные морены наиболее древних стадий приближены друг к другу, т. е. наиболее древние стадии последнего оледенения при наличии уплощенного рельефа и сухого резкоконтинентального климата отличались ледниками значительных размеров. Во время молодых стадий (возможно, начиная с кочурлинской) активность оледенения резко уменьшилась и ледники только едва выдвигались из каров. Весьма вероятно, что некоторое приближение конечных морен друг к другу может быть связано также (в дополнение к ска-

занному) и уменьшением депрессии снеговой линии по соответствующим стадиям оледенения.

Выводы

1. Депрессия снеговой линии зависит от климата и рельефа. В долинах депрессия больше, чем на водоразделах, особенно плоских. Прежняя схема развития последнего оледенения требует существенных изменений в связи с уточнением положения конечных морен некоторых стадий и пересчетом депрессии снеговой линии.

2. Сопоставление конечных морен стадий морфологическим методом возможно при сходных условиях рельефа, климата и при учете новейших тектонических движений.

3. При сопоставлении конечных морен необходимо изучать их морфологический тип: наиболее уверенно сопоставляются конечные морены напора, образующиеся при обратимом ледниковом процессе. Само по себе наличие в долине моренно-холмистого рельефа еще не свидетельствует о границах стадии, а лишь указывает на деградацию оледенения.

4. На Алтае депрессия снеговой линии уменьшается к юго-востоку в связи с возрастанием континентальности и сухости климата. Уменьшение пространственных интервалов между последующими депрессиями запечатляется в расположении конечных морен, которые становятся приближенными друг к другу. В крайнем случае осцилляционные морены одной стадии могут быть придвинуты друг к другу, и образуется единый вал, тогда сопоставление одной такой морены стадии должно производиться с комплексом морен осцилляций в условиях континентально-циклонического климата Центрального Алтая.

5. В условиях резкоконтинентального климата его изменение на леднике воздействовало слабее, чем при климате континентально-циклоническом, влажном. В первом случае ледники испытывали меньшие изменения своих размеров, были более стабильными и накапливали мощные конечные морены, чем во втором случае, когда даже небольшие изменения климата вызывали существенные перемещения ледниковых концов. Конечные морены формировались в этом случае менее мощные, но они отражали все колебания климата, располагаясь по долине последовательно.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Г. А. — Ледники плоских вершин. Работы Тянь-Шаньской физико-географ. станции, Тр. института географ., АН СССР, вып. 1, 1950.

Варданянц Л. А. — О древнем оледенении Алтая и Кавказа. ИВГО, вып. 3, 1938.

Варданянц Л. А. — Вариационный закон отступания ледников. ИВГО, вып. 1—2, 1945.

Донченко С. Д. — Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, МГГ, Томск, 1962.

Ефимцев Н. А. — Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Тр. Текст. геол. АН СССР, вып. 61, 1961.

Ивановский Л. Н. — Об особенностях древнего оледенения Юго-Восточного Алтая. Тр. Томского университета, т. 133, 1956.

Ивановский Л. Н. — Продольное профилирование речных террас как метод морфотектонического анализа в Горном Алтае. Тр. Томского университета, т. 133, 1956-а.

Ивановский Л. Н. — Новые данные по современному и древнему оледенению Теректинского хребта. Тр. Томского университета, т. 147, 1957.

Ивановский Л. Н. — О возрасте морен северного склона горного узла Биш-Иирду на Алтае. Тр. Томского университета, т. 147, 1957-а.

Ивановский Л. Н. — Предварительные результаты изучения следов древнего оледенения на Алтае экспедицией Томского университета. Сб. материалов расш. совещ. рабочей группы по гляц. Сов. Междуведом. комитета МГГ 20—24 мая 1958 г. в Москве. Изд. АН СССР, 1959.

Ивановский Л. Н. — Изучение морен ледников Алтая в плане Международного геофизического года. Сб. «Ледники и ледник. районы СССР», вып. 1, АН СССР, 1961.

Ивановский Л. Н. — Некоторые вопросы динамики ледников на Алтае. ИВГО, вып. 5, 1961-а.

Ивановский Л. Н. — Изучение древнего оледенения в бассейне реки Катунь. Сибирский географ. сб., вып. 1, 1962, АН СССР.

Ивановский Л. Н. — О морфологии конечно-моренных образований Алтая. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, МГГ, Томск, 1962-а.

Иверонова М. И. — Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане. Работы Тянь-Шаньской физико-географ. станции, вып. 2, 1952.

Лунгерсгаузен Г. Ф. и О. А. Раковец — О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. Материалы совещ. по изуч. четверт. периода, т. III, АН СССР, 1961.

Марков К. К. — О проблеме древнего оледенения гор Средней Азии. Проблемы физич. географ., № 4, АН СССР, 1937.

Марков К. К. — Древняя снеговая граница как показатель новейших поднятий гор. Проблемы физ. географ., № XI, АН СССР, 1942.

Мирчинк Г. Ф. — О методике определения развития ледниковых явлений в древних горных сооружениях Тр. МГРИ, т. XX, 1940.

Мягков И. М. — Морены ледников Белухи. Вестник ЗСГУ, вып. 1—2, Томск, 1936.

Кузнецов Ю. А. — Материалы по геологии Центрального Алтая. Материалы по геол. Зап. Сиб. края, т. 41, 1939.

Обручев В. А. — Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Алтайские этюды, Землеведение, кн. IV, 1915.

Рагозин Л. А. — Террасы среднего течения Катуни. Тр. Науч. конф. по изуч. и осв. производ. сил Сибири, т. III, Томск, 1942.

Ревякин В. С. — Орографические условия оледенения в истоках р. Актру. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, МГГ, Томск, 1962.

Попов В. Е. — Четвертичные отложения долины р. Катуни в Центральном Алтае. Автореферат диссертации, Томск, 1954.

Сватков Н. М. — О количестве оледенений о-ва Врангеля в антропогене и возрасте последнего из них. Исслед. ледников и ледник. районов, ин-та географии АН СССР, вып. 2, Москва, 1962.

Сочава В. Б. — К современному и древнему оледенению Холзунского хребта (Западный Алтай). Уч. записки, Ленинградский пед. ин-т, т. 49, Ленинград, 1946.

Семихатова Л. И. — Современное оледенение в Юго-Восточном Алтае, Советская Азия, № 3, 4, Москва, 1930.

Селиверстов Ю. П. — Четвертичные оледенения Южного Алтая. Материалы по четв. геологии и геоморфологии СССР, ВСЕГЕИ, Гостоптехиздат, вып. 2, Ленинград, 1959.

Титова З. А. — Возраст ледниковых отложений верховьев Аргута на Алтае. Тр. Томского университета, т. 147, Томск, 1957.

Титова З. А. — Террасы и неотектоника долины Аргута на Алтае. Уч. записки Томского университета, Томск, 1957-а.

Тронов М. В. — Вопросы горной гляциологии. Географгиз, 1954.

Тронов М. В. — Вопросы связи между климатом и оледенением. Томск, 1956.

Тушинский Г. К. — Гляциологические работы на Эльбрусе. Информ. сб. о работах географ. факультета МГУ по МГГ, № 1, Москва, 1958.

Тюменцев К. Г. — Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции. Тр. ледн. экспед. 2-го МПГ, вып. 6, Москва, 1936.

Щукина Е. Н. — Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, Москва, 1960.

Wissman H. — Die heutige Vergletscherung und Schneegranze in Hochasien. Akademia der Wissenschaften und Literatur Abhandlungen der matematisch — naturwissenschaftlichen Klasse. Jahrgang. № 14, 1959.

Я. К. БАШЛАКОВ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА р. АККЕМ ЛЕТОМ 1962 г.

На 400 км от устья р. Катуни, с правой ее стороны, впадает значительный по водности приток — р. Аккем.

Р. Аккем берет начало со снегов и ледников северных склонов г. Белухи. Длина реки — 30 км. В бассейне реки располагается 21 ледник СВ, С и СЗ экспозиции. Общая площадь оледенения достигает 19,3 кв. км. Концы ледников лежат на высоте 2150—2950 м. Высота снеговой линии 2800—3000 м. Наиболее крупным ледником является Аккемский (Родзевича), достигающий 8 кв. км.

Р. Аккем в 5 км от ледника впадает в небольшое озеро. Ниже озера, до устья река на всем протяжении течет по огромным обломкам камней, местами почти в неприступном ущелье.

Аккемский ледник располагается с северной стороны г. Белухи. Основной своей массой ледник лежит в большом цирке. Этот цирк ограничивает ледник с востока, юга и запада Аккемской стеной Белухи (рис. 1). Вся стена покрыта снежно-фирновыми массами, которые образуют колоссальные навесы и карнизы. Эти навесы и карнизы, обрываясь в виде лавин, и осуществляют основное питание ледника. Нижний конец ледника находится на высоте 2200 м. Общая площадь, установленная нами в 1962 году, при длине в 7 км составляет около 8 кв. км. Меньшие размеры площади ледника, по сравнению с данными В. В. Сапожникова (1949), объясняются отступанием ледника. Как указывает М. В. Тронов (1949), после посещения В. В. Сапожниковым в 1897 году к 1927 году ледник отступил на 350 м, к 1962 году отступание ледника составляет 500—600 м. Язык ледника ровный, без трещин. Ширина языка — от 400 м внизу до 750 м у ледопада, вблизи снежной границы.

В истоках р. Аккем, у выхода реки из озера, расположена метеорологическая станция Аккем, а на реке действует гидроствор. Возможность воспользоваться стационарными метеорологическими и гидрологическими наблюдениями и привлекла нас сюда летом 1962 года для организации стацио-

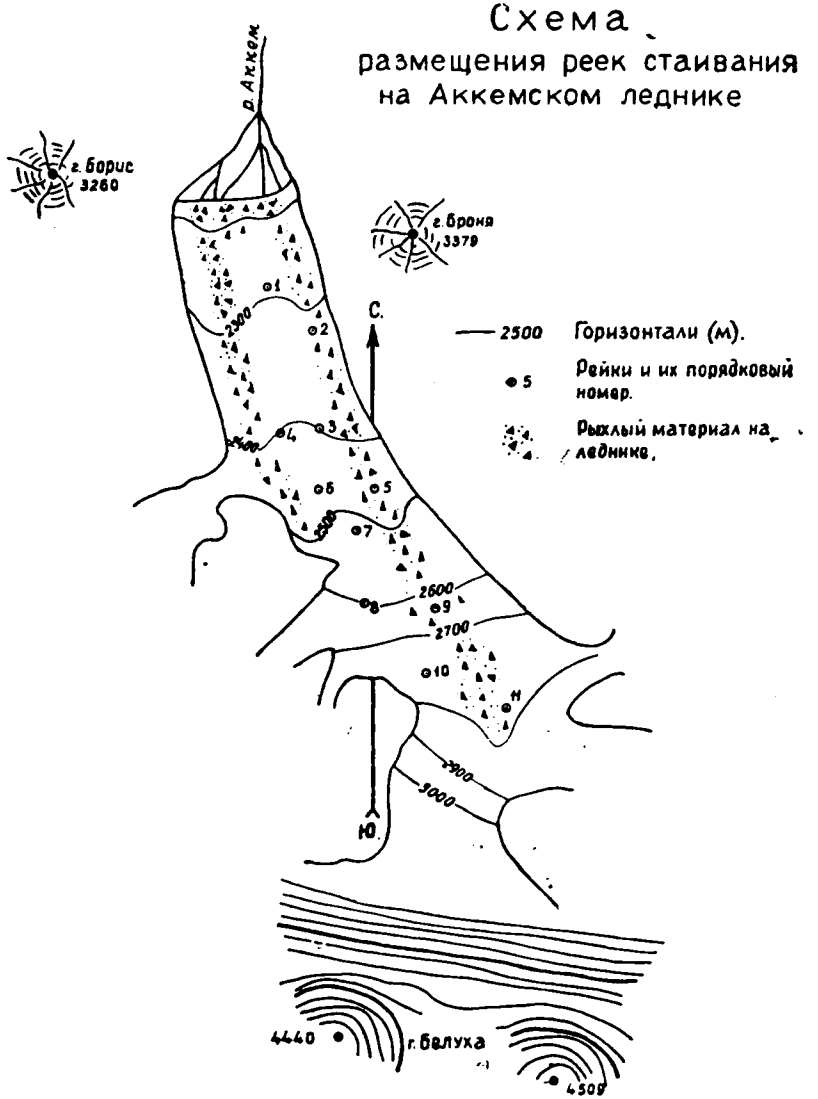


Рис. 1. Схема размещения реек таивания на Аккемском леднике.

нарных наблюдений за абляцией ледника и всевозможных наблюдений за сезонными и устойчивыми снегами.

Общая площадь верхней части бассейна р. Аккем, охваченная нашими наблюдениями, составляет примерно 72 кв. км.

Наблюдениями был охвачен период с 25 мая по 5 августа 1962 года, но поскольку наблюдения на метеорологической станции и гидростворе продолжались, то можно составить определенное суждение о гидрометеорологическом режиме за весь летний сезон.

Ниже мы приводим данные стационарных наблюдений метеорологической станции и гидроствора Аккем с тем, чтобы в дальнейшем увязывать с ними наши наблюдения на леднике и снежниках и производить соответствующие расчеты (табл. 1, 2, 3).

К моменту нашего прибытия в район верхней части бассейна р. Аккем, 25 мая, ледник еще весь был покрыт снегом. Значительные площади сезонных и устойчивых снегов сохранялись на пространствах склонов долин реки и на водоразделах.

Снег на леднике начал сходить 29 мая. 1 июня временная граница снега на леднике прослеживалась на высоте 2375 м и на каменных поверхностях в районе ледника — на высоте 2425 м. С 3 июня в районе установилась ясная и теплая погода. На метеорологической станции, в 6 км от ледника, температура воздуха поднималась до 22°, хотя на леднике она не наблюдалась выше 10°. К 7 июня снеговая граница на леднике поднялась на высоту 2750 м, т. е. поднялась почти до обычного ее положения. Такой бурный подъем временной границы снега на части ледника, лежащей ниже постоянной снеговой границы, можно объяснить тем, что над ледником очень часто развиваются фёны, так, например, 5 и 7 июня при подъеме по леднику снизу вверх наблюдалось резкое повышение температуры воздуха при наличии ветра сверху. Если в нижней части ледника в эти дни температура воздуха не поднималась выше 10°, то на высоте 2520 м она достигала 15,5°. Временами наблюдались порывы ветра с ощутимо высокой температурой. Более низкие температуры воздуха внизу могут быть объяснены как приточностью воздуха с более низкими температурами в главную долину с боковых висячих долин, так и выхолаживающим воздействием поверхности ледника на воздух, идущий от Аккемской стены.

Как видно из сказанного, за сравнительно короткое время, при явно высоких температурах воздуха, на леднике снеговая линия поднялась почти на 600 м. Весь снег, лежащий на леднике, вначале превратился в крупнозернистый фирн с очень большой водоотдачей и затем быстро сошел. Створ на р. Ак-

Таблица 1

Среднесуточные температуры воздуха по данным метеорологической станции Аккем

Дни	Месяцы					
	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1		2,9	3,8	7,7	10,8	6,6
2		1,7	7,0	7,9	12,4	10,9
3		2,6	8,6	7,2	12,4	9,3
4		4,2	10,6	9,7	13,7	9,6
5		2,4	11,3	10,4	18,2	10,0
6		2,5	12,6	10,5	15,2	10,3
7		2,6	11,6	10,6	10,2	7,2
8		5,4	11,9	10,9	12,8	6,2
9		5,6	12,1	12,0	13,0	2,4
10		4,8	10,9	7,3	9,3	5,8
11		6,6	11,4	3,6	8,6	6,9
12		6,6	13,4	6,5	7,6	6,4
13		7,4	10,7	7,0	9,6	8,3
14		7,9	5,3	3,1	8,7	2,6
15		9,5	5,4	7,0	11,6	2,4
16		8,0	6,4	8,7	13,0	4,8
17		8,2	6,9	12,0	9,4	5,7
18		5,6	10,0	11,8	7,6	5,8
19		8,2	11,4	10,7	6,5	7,8
20		7,5	4,9	11,2	8,3	3,8
21		4,2	6,3	7,7	5,4	—1,8
22		6,6	9,4	7,4	4,4	—1,6
23		8,3	9,6	9,4	4,8	
24		6,3	5,7	9,5	6,8	
25		7,2	6,8	9,6	9,7	
26		8,6	8,8	8,0	10,6	
27	—2,0	7,6	7,2	9,1	1,2	
28	1,4	5,2	8,3	10,8	3,7	
29	2,0	6,4	9,3	14,3	6,4	
30	2,6	—1,0	7,8	12,4	6,6	
31		—2,1		10,7	5,9	

Таблица 2

Выпадение осадков в теплый период 1962 г. по данным мет. станции Аккем (мм)

Дни	Месяцы					
	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1	—	—	0,4	1,8	—	—
2	—	—	0,8	—	0,6	—
3	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—
6	—	—	—	—	0,3	—
7	—	—	2,3	1,1	9,0	10,2
8	—	—	1,0	—	—	2,2
9	—	—	—	—	0,1	—
10	—	—	6,2	5,7	—	5,1
11	—	—	5,7	24,4	0,3	—
12	—	—	—	7,2	0,4	—
13	—	—	1,1	4,3	0,5	—
14	—	—	1,0	6,0	—	—
15	—	—	2,9	—	—	—
16	—	1,0	—	—	—	—
17	—	0,1	—	—	7,8	4,8
18	—	1,4	—	0,6	6,8	—
19	—	—	—	1,6	—	—
20	—	11,8	13,6	0,9	0,4	0,6
21	—	3,0	0,9	—	6,4	—
22	—	—	—	—	0,1	—
23	—	0,7	0,4	—	3,1	—
24	—	—	—	—	—	—
25	—	—	—	—	—	—
26	—	—	—	—	4,6	—
27	—	1,4	4,0	—	—	—
28	—	4,5	0,5	—	—	—
29	—	1,7	1,1	—	—	—
30	—	8,7	2,1	—	—	—
31	—	2,1	—	—	—	—
		28,4	43,0	53,6	40,4	

Таблица 3

Расходы воды р. Аккем за лето 1962 г. (*м³/сек*)

Дни	Месяцы				
	V	VI	VII	VIII	IX
1	—	2,20	7,80	11,00	3,45
2	—	2,20	8,30	11,10	3,60
3	—	2,80	8,30	13,20	4,10
4	—	3,45	7,50	11,10	4,10
5	1,05	3,60	8,80	13,20	4,40
6	1,07	4,30	8,30	15,10	4,90
7	1,10	5,90	9,40	17,20	7,00
8	1,10	6,40	11,10	15,00	5,90
9	1,10	6,40	11,10	11,10	3,60
10	1,15	7,50	11,00	8,80	3,20
11	1,20	9,40	9,90	7,80	3,20
12	1,42	9,90	7,00	5,90	3,20
13	1,70	11,20	7,50	6,40	3,20
14	1,90	10,70	5,90	6,40	3,20
15	2,20	7,00	4,90	7,80	3,20
16	2,20	4,40	5,25	8,30	2,60
17	2,10	4,40	5,90	10,20	2,60
18	2,10	4,90	6,40	9,40	2,30
19	2,30	5,25	7,50	7,00	2,30
20	2,60	7,00	9,40	5,90	2,30
21	2,80	5,90	10,20	6,40	3,20
22	2,15	4,90	10,20	5,25	1,90
23	2,30	4,40	9,40	4,40	1,78
24	2,30	5,90	11,00	4,40	1,70
25	2,60	5,25	10,70	4,40	1,70
26	2,90	5,60	12,80	5,90	1,62
27	2,90	6,20	13,20	4,90	1,60
28	3,60	6,40	10,20	3,60	1,60
29	6,40	6,40	11,10	3,30	1,50
30	4,40	7,50	15,00	3,20	1,50
31	3,30	—	11,10	3,30	—

кем в это время зарегистрировал резкое увеличение расходов воды.

Значительный интерес представляют данные о ходе температур и начале поверхностной абляции на леднике. По данным метеорологической станции Аккем, положительные среднесуточные температуры установились 28 апреля, а поверхность ледника начала освобождаться от снега только с первого июня. Очевидно, сумма положительных температур с 28 апреля по 31 мая затрачена на таяние снега с поверхности ледника. Сумма положительных температур по той же станции (H = 2050 м) с 28 апреля по 31 мая составила 176,5°. К этому времени сезонная граница снега поднялась до высоты 2375 м. Учитывая градиент температуры, 0,6° на каждые 100 м поднятия, на высоте 2350 м сумма положительной температуры должна быть меньше на 64° и составить 112,5°. По данным В. Л. Шульца (1956) и нашим определениям, слой стаявшего снега, в переводе на воду, равен 5—5,5 мм на каждый градус положительной среднесуточной температуры. Следовательно, сумма положительных температур в 112,5° способна растопить слой снега, в переводе на воду, в 619 мм. По данным метеорологической станции Аккем, плотность снега в районе станции изменяется в пределах 0,20—0,28. Если взять плотность снега, равную 0,24, то это значит, что мощность снежного покрова на леднике, на высоте 2350 м, составляла более 2,5 м.

Для наблюдений за стаиванием поверхности ледника нами на его поверхности были вбурены рейки, причем створы, как это делалось на ледниках юго-восточного Алтая (Я. К. Башлаков, 1962), не разбивались, а просто место для реек выбиралось с расчетом получить величины стаивания на разных высотах, от конца ледника до снеговой линии, и на разных по засоренности поверхностях ледника (черт. 1 и табл. 4).

Величины стаивания ледниковой поверхности, рассчитанные на 1° положительных среднесуточных температур, за период наблюдений с 5 июня по 30 июля, в зависимости от высоты, загрязненности, экспозиции и т. п., составляли от 4,5 до 6,7 мм, а слой стаявшего льда за весь период наблюдений достиг 3,0 м.

Исходя из данных по стаиванию ледниковой поверхности, средняя величина стаивания, принятая нами для дальнейших расчетов, составляет 5,0 мм (в переводе на воду) на градус положительной среднесуточной температуры. Повышенная, по сравнению с величиной, полученной на ледниках юго-восточного Алтая, величина стаивания ледниковой поверхности может быть объяснена наличием фёнов над ледником, в то время как мы температуру рассчитывали по градиентам (ис-

Таблица 4

Стаивание поверхности ледника Аккем в период с 5 июня по 30 июля 1962 г.

№ п/п	H, м.	Характер поверхности ледника	Дата установления рейки	Стаяло между срокамй наблюдений (*см*)											Стаяло всего (*см*)	Сумма полож. температур	Стаивание на +1°(*мм*)
				7/6	11/6	16/6	23/6	28/6	2/7	6/7	8/7	17/7	25/7	30/7			
1	2300	Чистый, белый лед на гребне ледника	5/VI	15	31	26	40	20	26	22	12	39	62	—	293	453	6,5
2	2325	Загрязненный лед	7/VI	—	25	20	36	21	23	25	13	27	51	—	241	431	5,6
3	2400	Склоны гребня ледника, лед белый. В. экспозиц.	7/VI	—	28	26	35	24	32	29	12	36	64	14	300	486	6,1
4	2400	Склоны гребня ледника, лед белый. В. экспозиц.	7/VI	—	27	28	32	22	26	30	10	30	63	13	281	486	5,7
5	2450	Грязный лед, поверхность сильно эродиров.	7/VI	—	28	25	40	26	30	27	14	39	73	—	302	440	6,7
6	2475	Гребень ледника, лед чистый, белый	7/VI	—	24	24	35	22	20	25	8	22	48	24	252	470	5,3
7	2525	Загрязненная поверхность льда	23/VI	—	—	—	—	28	26	18	9	36	49	23	189	338	5,5
8	2600	Гребень ледника, лед чистый	23/VI	—	—	—	—	29	18	23	9	24	48	17	168	320	5,2
9	2625	Загрязнен. поверх. льда	23/VI	—	—	—	—	31	25	21	16	35	47	26	201	314	6,4
10	2725	Гребень ледника, лед чистый	2/VII	—	—	—	—	—	—	20	6	24	53	17	120	267	4,5
11	2775	Грязный лед	2/VII	—	—	—	—	—	—	32	10	22	37	23	123	259	4,7
															Ср.		5,6

ходной температурой была температура, полученная по метеорологической станции Аккем).

По мере увеличения высоты поверхности ледника уменьшается слой стаявшего льда за абляционный период. Причем если рассчитывать температуры на определенной высоте ледниковой поверхности по градиентам, исходя из данных наблюдений в точке, расположенной ниже нижнего конца ледника, то стаивание в расчете на 1° полученных положительных среднесуточных температур на конце ледника будет больше, чем у снеговой линии. Такое явление можно объяснить тем, что циркулирующие воздушные массы ниже ледника частично захватывают и нижний конец ледника, поэтому температуры воздуха на нижнем конце ледника практически будут выше расчетных. Далее, вверх по леднику, наблюдается несколько повышенные температурные градиенты, вследствие выхолаживающего действия ледниковой поверхности, и практически температуры воздуха над ледником будут ниже расчетных (конечно, если отсутствуют фёны или эффекты динамических опусканий воздушных масс). Исходя из этого, вполне объяснимо уменьшение таяния снизу вверх. Правда, на Аккемском леднике, уже по известным причинам, уменьшение стаивания снизу вверх выражено не особенно сильно.

Наблюдения за абляцией ледников на разных высотах показывают, что средняя величина стаивания ледниковой поверхности как за весь абляционный период, так и в расчете на 1° среднесуточных положительных температур соответствует величине стаивания на среднем по высоте створе, между нижним концом ледника и снеговой линией. Поэтому в расчетах можно пользоваться данными по стаиванию поверхности ледника в этом створе.

При дальнейших расчетах ледниковых вод, поступающих на поверхность водосбора, мы не принимали в расчет воды от внутренней и подледниковой абляции, считая, что величина эта сравнительно невелика.

Поверхностная абляция, как известно, включает не только стаивание ледника, но и испарение с его поверхности. Мы, основываясь на исследованиях по этому вопросу Г. А. Авсюка (1953), С. В. Калесника (1939) и В. Л. Шульца (1956), считаем, что величины испарения и конденсации на поверхности ледника — величины равнозначные. Кроме того, в период таяния ледника процессы испарения и конденсации протекают неинтенсивно, и поэтому этими величинами также можно пренебречь.

Летом 1962 года на Аккемском леднике для выяснения вопросов о процессах испарения с поверхности ледника и конденсации на поверхности ледника нами проведена серия

психрометрических наблюдений. При проведении наблюдений мы исходили из следующих соображений:

1) на поверхности ледника будет происходить конденсация, если упругость водяного пара в двухметровом слое будет снижаться сверху вниз; 2) с поверхности ледника будет происходить испарение, если упругость водяного пара в этом же слое воздуха будет падать снизу вверх.

Для решения вопроса, какие процессы (испарение или конденсация) протекают на леднике, мы одновременным замером определяли влажность воздуха на высоте 2,0 и 0,2 м воздушного слоя над ледником. При производстве наблюдений на леднике, на высоте 2360 м, было выбрано две площадки: одна с белым чистым льдом и другая, слегка засоренная рыхлым материалом.

Данные наблюдений показывают, что при ясной погоде, как правило, над чистой поверхностью преобладают процессы конденсации, над засоренной — испарения. Кроме того, эти процессы над поверхностью ледника зависят от облачности, силы и направления ветра и т. д. В общем, при преобладании снижения упругости водяного пара сверху вниз часто наблюдаются случаи снижения упругости водяного пара снизу вверх. Причем разница между упругостью водяного пара на высоте 2,0 и 0,2 небольшая. Эти данные лишний раз подтверждают положение, что процессы конденсации и испарения протекают неинтенсивно, во многих случаях их величины равнозначны, и, следовательно, в расчет воду, поступающую на поверхность водосбора от этих процессов, можно не принимать.

Наблюдения за стаиванием ледниковой поверхности на Аккемском леднике, определение площади снежников и установление величин их стаивания и ряд других наблюдений, в сопоставлении с объемом общего стока на р. Аккем, дают возможность установить более или менее истинные величины, составляющие сток.

Ниже мы приводим таблицу расчета стока по створу на р. Аккем за период с 5 по 30 июня 1962 года.

Таблица 5

№ п/п	Сток по источникам питания	Объем стока в 10^6 м^3
1	Талый сток снеговых вод	8,6
2	Ледниковый сток	7,7
3	Дождевой сток	1,8
	Итого	18,1

В этой таблице общий объем стока в 18,1 млн. куб. м получен по данным гидроствора на р. Аккем (табл. 3). Ледниковый сток получен по данным наблюдений за стаиванием ледниковой поверхности (табл. 4). Объем дождевого стока подсчитан, исходя из $^1/_2$ суммы осадков за период наблюдений, так как часть осадков, выше снеговой линии, выпала в твердом виде и не участвовала в стоке, другая часть испарилась, и некоторое их количество могло задержаться в рыхлых отложениях.

Разница между общим объемом стока и стоком за счет ледниковых и дождевых вод принята за талый сток снеговых вод. Величина талого стока снеговых вод в 8,6 млн. куб. м хорошо согласуется с определением площади снегов в июне месяце и наблюдениями за их стаиванием.

Общий объем талых снеговых вод в 8,6 млн. куб. м за период наблюдений складывался из 3,8 куб. м в секунду водоотдачи снегов. Нами в отдельной работе (1958) показано, что в абляционный период 1 кв. км устойчивых снегов или снежников дает 0,65 куб. м воды в секунду. Исходя из этого, общая площадь устойчивых снегов в середине июня выше створа на р. Аккем должна быть около 6 кв. км. Определение площади снежников, проведенное нами визуально и обмером в период с 14 по 18 июня, дает площадь устойчивых снегов около 5,5—6,5 кв. км.

Основываясь на данных наблюдений по метеостанции Аккем и гидроствору на реке, этим же методом мы подсчитали составляющие стока за весь теплый сезон 1962 года и свели данные в таблицу (табл. 6).

Таблица 6

Составляющие стока верхней части р. Аккем за период с 28 апреля по 20 сентября 1962 г.

№ п/п	Составляющие стока	Объем стока в 10^6 м^3
1	Ледниковый сток	35,1
2	Талый снеговой сток	32,8
3	Дождевой сток	6,8
	Итого	74,7

Сопоставление табл. 5 и 6 показывает, что соотношение между ледниковым и талым снеговым стоком в течение абляционного периода меняется. Если в начале абляционного периода преобладает талый сток снеговых вод, то уже в среднем выводе за весь абляционный период на первое место выступает ледниковый сток. Изменение соотношений между

ледниковым и талым снеговым стоком вполне закономерно, вследствие сокращения площади высокогорных снегов в течение летнего времени и сохранения площади ледников.

Как видно из табл. 6, ледниковый сток за весь абляционный период 1962 года составил 47%, снеговой сток — 44% и дождевой сток — 9%.

Следуя за Н. Н. Пальговым (1954), на основании определения открытой площади ледника, площади снега на леднике и боковых моренах ледника ниже фирновой линии, наблюдений за абляцией снега и льда и т. п., нами сделана попытка расчленения общего ледникового стока на его составляющие. Эта попытка расчленения ледникового стока пока-

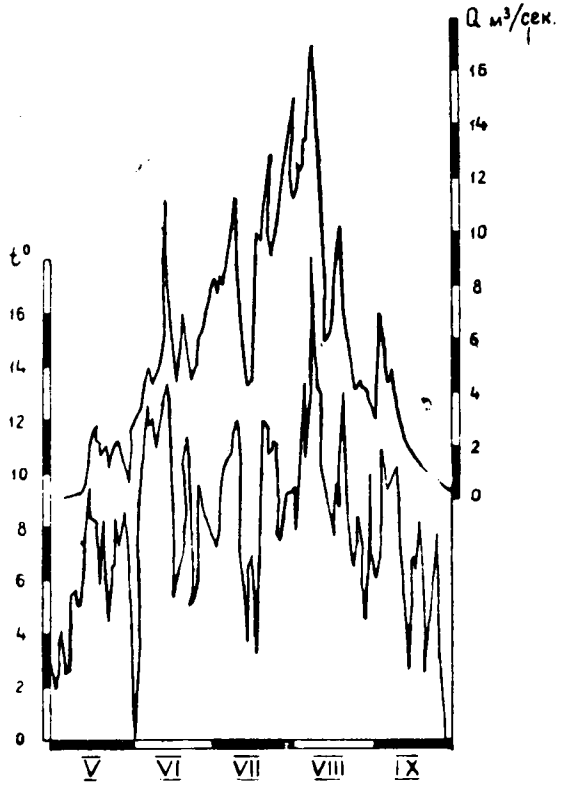


Рис. 2. Совмещенный график средних суточных температур воздуха и расходов воды р. Аккем летом 1962 г.

зывает, что за весь абляционный период 47% вод ледникового стока складывается из 27% воды от таяния льда, 6% от таяния фирновых полей и 14% воды от таяния снега на леднике, лежащего ниже фирновой линии.

Соотношения между отдельными составляющими ледникового стока из года в год не остаются одинаковыми и, в зависимости от термического режима лета, сумм твердых осадков и ряда других причин, могут изменяться в значительных пределах. Точно так же не остается постоянным соотношение ледникового, снегового и дождевого стока в абляционный период, так как величина каждого из них является функцией многих переменных.

Талый ледниковый и снеговой сток, составивший летом 1962 года 91% от общего стока, на наш взгляд, в многолетнем выводе будет иметь небольшие отклонения от этой величины, хотя его количественные показатели в отдельные годы могут иметь значительную разницу. Дождевой сток, судя по данным метеорологической станции Аккем, в среднем за многолетний период составляет 10%. Возможная погрешность дождевого стока за абляционный период едва ли превысит $\pm 5\%$.

Преобладание в стоке талой составляющей, ледниковой и снеговой, является следствием тесной связи хода уровней и расходов воды в реке со средними суточными температурами воздуха (черт. 2) в абляционный период. Эта связь стока с температурами воздуха в дальнейших исследованиях может явиться исходным моментом для выделения на гидрографе дождевого стока.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Г. А. — Искусственное усиление таяния льда и снега в горных ледниках. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. VI, вып. 3, 1953.

Башлаков Я. К.— Участие снежников в формировании стока рек ледникового Алтая. Уч. записки Бийского пединститута, т. III, 1958.

ни. Сиб. геогр. сб. Изд. АН СССР, 1962.

Калесник С. В. — Общая гляциология. Учпедгиз, 1939.

Башлаков Я. К.— Участие ледников в формировании стока р. Кату-

Пальгов Н. Н.— Ледниково-снеговой сток у рек Заилийского Алатау. Геогр. сб., вып. 4, Л. 1954.

Тронов М. В. — Очерки оледенения Алтая. Географгиз, 1949.

Шульц В. Л.— Таяние снежников в горах Средней Азии. Изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1956.

М. А. ДУШКИН

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ АКТРУ И УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ МОЛОДЫХ МОРЕН

Во многих статьях по Горному Алтаю, касающихся вопросов вюрмского и современного оледенения, авторы подчеркивают большую региональную синхронность в деятельности ледников в период их развития и последовавшего затем сокращения. Многочисленные стадиальные морены высокогорной части Алтая являются яркими свидетелями ледниковой деятельности как в прошлом, так и в настоящем времени. В результате исследований К. Г. Тюменцева (1933), И. М. Мягкова (1936), Л. А. Варданянца (1938), Л. Н. Ивановского (1961) и других установлены и выделены следующие стадии последнего оледенения: XVII—XIX веков, историческая, аккемская, кочурлинская, мультинская, первая и максимальная.

Оставленные при этом стадиальные морены служат обычно в качестве исходных аргументов при построении схем развития и сокращения оледенения. В системе стадиальных морен особое место занимает анализ молодых морен (морены, образованные в историческое время), который позволяет наиболее детально представить те условия, в которых развивались ледники в прошлом. Исходя из этого, необходимо подчеркнуть важность исследований молодых морен в типичных ледниковых долинах, тем более, что сами схемы их развития рисуются подчас лишь в предположительной форме или на основании косвенных данных.

Настоящая статья почти целиком посвящается вопросу взаимосвязи развития молодых морен с многолетними колебаниями ледников Актру. Кроме этого, рассматриваются и некоторые климатические первопричины, способствующие развитию ледников в историческое время. Предшествовавшая историческому времени эпоха оледенения характеризуется существованием в долине так называемого аккемского ледника (ледник аккемской стадии), который представлял собой единый мощный поток с обширной областью питания, куда входили в основном бассейны ледников Большого и Малого Актру. В результате значительного потепления климата и поднятия снеговой линии Аккемский ледник начал быстро

сокращаться. При этом снеговая линия, по нашим подсчетам, поднялась по крайней мере на 100 м, выключая одновременно значительные площади питания ледников. Однако поднятие снеговой линии по-разному сказалось на режиме двух сливавшихся потоков Малого и Большого Актру. Если ледниковый поток Большого Актру при повышении снеговой линии на 100 м потерял около 5 кв. км площади питания, то поток М. Актру потерял всего лишь 0,5 кв. км, что почти не сказалось на его режиме; и, в то время как у потока Б. Актру явно наметились все черты нарушения характера вещественного баланса твердого вещества, поток М. Актру имел почти уравновешенный вещественнный баланс, причем со значительным преобладанием прихода твердого вещества. Из сказанного можно сделать предположение, что поток М. Актру сохранял большую активность и в более позднее время, даже тогда, когда ледники разъединились.

Однако для поддержания языковой части ледника, хотя бы в стационарном положении, после того как были выключены значительные площади питания у Б. Актру, у него уже явно не хватило энергии, и ледник, оставив конечную морену аккемской стадии, начал сокращаться. Морена в настоящее время расположена в 6,5 км от конца ледника Б. Актру и в 4,5 км от ледника М. Актру. Она является пятой по счету (Л. Н. Ивановский, 1961) замкнутой системой, считая ее от конца Б. Актру. Отложенная на абсолютной высоте в 1945 м морена имеет высоту от 4 до 88 м над дном долины при ширине в 650 м. Замкнутый моренный вал хорошо ограничивает ровную верхнюю часть долины, имеющую вид широкого галечникового поля, от довольно крутого среднего участка, падающего в сторону Курайской степи. Фронтальная часть морены сложена сцементированными крупными валунами и щебнем из сланцевой породы, сверху она задернована и имеет почвенный покров из суглинков темно-каштанового цвета с примесью мелкого песка.

В средней части моренный вал прорван речным потоком Актру и представляет собой ряд невысоких холмов с отдельными деревьями лиственниц. В период формирования морены аккемской стадии общий ледниковый язык достигал большой мощности (150—200 м), длина его равнялась почти 5 км. Его поверхность была покрыта срединной мореной, которая начиналась у северной стены вершины Карагаш и простиралась вниз к концу ледника. Кроме срединной морены он имел боковые, более мощные. Позднее они были частично уничтожены или перекрыты осыпями, примыкающими в настоящее время к склонам обеих бортов долины. Процесс отступания Аккемского ледника сочетался с резким уплощением его концевой части, что было, по-видимому, обусловлено следующими причинами:

1) увеличением абляции льда на его языковой поверхности в результате повышения средних годовых и летних температур воздуха;

2) за счет значительной потери массы льда, поступающей из фирновой области ледника.

Беспрерывное сокращение ледника продолжалось до места слияния Большого и Малого Актру. После себя он оставил в общем ровное зандровое поле с площадью до 3,5 кв. км. На месте зандрового поля в нижней его части когда-то существовало озеро моренно-подпрудного характера. Об этом свидетельствуют песчаные озерные отложения, встречающиеся в данном месте долины. Кроме того, на поверхность зандрового поля при сокращении ледника спроектировалась срединная морена, которая в настоящее время вплотную, в верхней своей части, примыкает к комплексу молодых морен ледника Малый Актру. Больше того, морены М. Актру частично перекрывают и погребают под собой эту морену. Срединная морена Аккемского ледника представляет собой вытянутое вниз по долине возвышение высотой в 12—15 м, поверхность ее хорошо задернована и залесена старыми кедрами и лиственницами с возрастом до 500 лет, подлесок представлен березкой, ивой, тальником. Огромные валуны, достигающие 3—5 м в поперечнике, скрыты под сплошным покровом березки, ивы, мха. С правой стороны срединная морена подпруживает ниже ледника М. Актру озеро, которое когда-то имело длину до 350 м при ширине 150 м. В настоящее время оно имеет сравнительно небольшие размеры. Дно озера выполнено крупными острыми камнями и плитами. Левая часть срединной морены размывается водным потоком реки Актру почти по всей своей длине. Выше по долине располагаются молодые морены ледников Актру, т. е. морены, образованные в историческое время.

У Большого Актру хорошо выражены морены исторической стадии начала XVII века, морены 1800—1820 годов и морены 50-х годов XIX века; у ледника М. Актру все перечисленные выше морены образуют единый моренный вал, представляющий собой сложный комплекс, различновременный по возрасту, однако с ясно выраженным максимумом наступания ледника М. Актру в 1850 годах, когда ледник продвигался почти до склона левого борта долины, упираясь в лес.

1. Молодые морены ледников Актру

Морены ледника Малый Актру. Система мощных молодых морен ледника М. Актру расположена дугой поперек одноименной долины в 500 м от конца современного ледника и ориентирована строго по движению М. Актру, т. е. на ССЗ. Моренная система представляет единый вал

с высотой от 24 до 35 м. Его длина равна 600—650 м, ширина 200—250 м. Моренный комплекс с поверхности сложен из острых обломков сланцевой породы, в основном средней величины; реже наблюдаются крупные неокатанные валуны и плиты размером от 1—2 м до 3—4,5 м в поперечнике, которые встречаются в средней части вала.

Основание моренного комплекса представлено налегающими друг на друга и достаточно хорошо выраженными двумя разновозрастными моренными валами. Нижнюю, северо-восточную и восточную часть, как более старую, мы относим к исторической стадии: она имеет почти черный цвет и сложена из более мелкого обломочного материала, прочно сцементированного ледниковым илом. Местами в нижней фронтальной части из мелкого моренного материала на дневную поверхность выпирают огромные остроконечные глыбы и плиты черного цвета. Верхний, надвинутый на историческую морену вал 50-х годов прошлого столетия, как уже было указано, продвинут значительно дальше в ССЗ направлении и погребает под собой моренные накопления XVII—XVIII веков.

Вал 50-х годов выделяется своей исключительной свежестью и в отличие от описанной исторической части вала имеет более светлый бурый цвет. Он сложен мелким сцементированным обломочным материалом с хорошо окатанными сланцевыми валунами у самого основания. Внешняя, фронтальная северо-западная сторона моренной системы ледника М. Актру на протяжении 300 м представляет в настоящее время естественное обнажение, частично размываемое у основания р. Актру. Своему образованию этот моренный вал обязан ледниковой деятельности только ледника М. Актру как при его стационарных положениях, так и при циклах его наступания. Кроме описанного моренного вала, образованного многократными наступаниями, ледник сформировал также значительные боковые морены, протянувшиеся слева и справа от современного конца ледника, которые оказались примкнутыми и даже притертыми соответственно: правая боковая — к правому скалистому борту ледникового ложа, левая — к каменному глетчеру, оставленному ледником Б. Актру при его постепенном сокращении (рис. 1).

При детальном осмотре боковых морен в 1959—1962 годах были обнаружены их характерные различия. Правая морена имеет абсолютную высоту над дном долины от 40 до 75 м. Гребень морены сильно разрушен и имеет во многих местах средней части многочисленные трещины оседания. Нижняя часть ее постепенно смыкается с фронтальной мореной, более темной по цвету. Левая боковая морена достигает 93—100 м высоты и сложена из более мелкого, почти илистого, материала темно-палевого и серого цвета. Эта морена характеризуется несомненной молодостью своего образования как

по общему виду, так и по тому, что внутри ее, на глубине 3—4 м, залегает ледяное ядро.

Указанные обстоятельства приводят нас к заключению, что боковую правую морену, примкнутую к скалистому правому борту, следует считать более старой, возможно, относящейся к исторической стадии, чем левая, сформированная при максимальном наступании ледника Малый Актру в 50-е годы прошлого столетия (рис. 1). Из более поздних моренных образований у ледника М. Актру выражена только

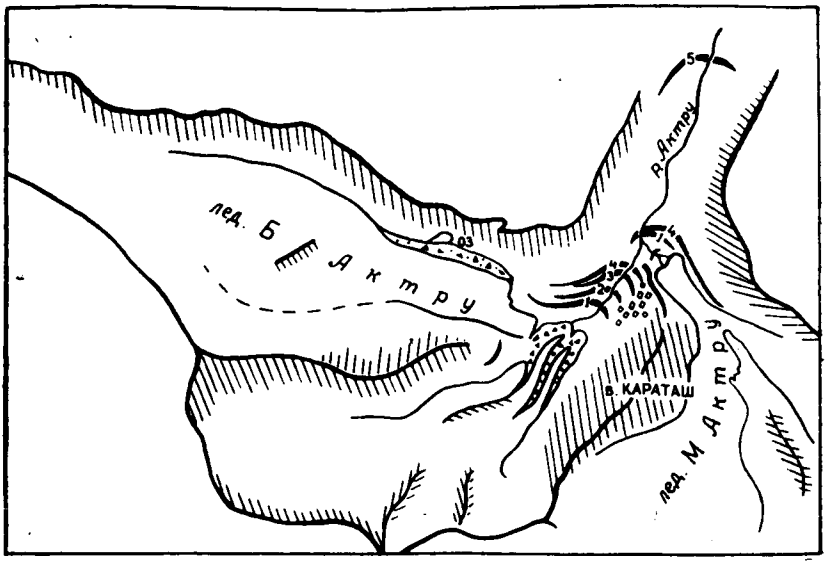


Рис 1. Схема распределения морен л Актру.

1- морены 50-х годов XIXв 2- морена 20-х годов XIXв 3- морена XVIIв
4- морены исторической стадии 5- морена аккемской стадии
– поверхностные морены – каменный глетчер

небольшая осцилляционная морена, относящаяся к 11—14 годам XX столетия; морена очень молода и сложена из темных метаморфических сланцев.

Морены ледника Большой Актру. В противоположность моренам ледника М. Актру, представленным одним сложным валом, морены ледника Б. Актру представляют собой типичную картину прерывистого моренного распространения по всему отрезку долины реки Актру до слияния ее с М. Актру. Конечный моренный вал исторической стадии, основание которого лежит на абсолютной высоте в 2230 м,

расположен в 1500 м от конца ледника Б. Актру. Фронтальная часть сложного моренного комплекса образует почти 175-метровый уступ, размытый в средней полосе водным потоком р. Актру. Моренный вал, состоящий из крупных валунов сланцевой породы, сильно задернован. Его верхняя часть почвенного покрова, на площадку, удобную для образования почвенного покрова, на которой хорошо развита древесная растительность из кедра и лиственницы 500-летнего возраста. На склонах развита растительность кустарникового типа: береза, ива, можжевельник. Отдельные крупные поверхностные валуны покрыты пятнами лишайника, что дополняет и подчеркивает ее старый возраст.

В правобережной части конечная морена исторической стадии представляет собой размытую и заселенную в настоящее время древесной растительностью площадку, которая ступенью переходит в каменный глетчер, формировавшийся, по-видимому, в одно и то же, а может быть и несколько позднее, время. Отложения каменного глетчера состоят из крупных малоокатанных валунов метаморфических сланцев, которые, в свою очередь, на 5—8 м перекрыты сверху еще более крупными глыбами и плитами. Перекрытие (завал) произошло во время значительного обвала северной стены горы Карагаш, последовавшего примерно 150 лет назад. Обвальный слой накладывается, таким образом, на более старые моренные отложения, погребая при этом слой неотсортированного обломочного материала, содержащего большое количество мелкозема. Поверхность глетчера и лежащего на нем завального материала заселена отдельными, сильно угнетенными деревьями кедра и лиственницы 250—300-летнего возраста.

При обследовании поверхности завала было обнаружено большое количество сломанных и поваленных деревьев, свидетельствующих также о прошедшем в недалеком прошлом крупном обвале. На морену исторической стадии надвинут вал конечной морены XVII века, имеющий бурый палевый цвет. Он также сложен из обломочного материала сланцевых пород. Подавляющее большинство обломков средней величины, у основания обломки прочно сцементированы ледниковым илом. Древесная растительность — кедр и лиственница, а также кустарники встречаются только на склоне и у подножья морены, где, кроме этого, во многих местах, включая поверхность морены исторической стадии, встречаются отдельные погибшие деревья диаметром до 0,8 м. Остатки погибших деревьев встречаются и значительно выше, причем стволы погибших деревьев достигают 0,5 м толщины. Боковые морены исторической стадии и XVII века выражены в рельефе хорошо, но в правой части долины они покрыты и загружены обломочным материалом, поступающим со скло-

нов правого борта. Высота морен исторической стадии колеблется от 50 до 70 м, высота морен XVII века ниже 35—40 м. В общем морены выглядят молодо, хотя отдельные экземпляры растительности кустарникового типа поднимаются по моренам довольно высоко.

Выше, на расстоянии 500 м от конечного моренного вала XVII в., на абсолютной высоте 2395 м., расположена конечная морена стадии наступания ледников начала XIX века. Лобовая часть морены, имеющая ширину 220 м, представлена отдельными вытянутыми холмами высотой до 30 м. Свежие отложения состоят из обломков средней величины темно-серого цвета. Однообразный петрографический состав моренной толщи характеризуется метаморфическими сланцами, роговиками и частично гранитогнейсами. На южных склонах данной морены встречаются отдельные молодые деревца лиственницы и ивы высотой до 1,5 м. Аналогичное строение имеет морена 50-х годов XIX столетия, расположенная в 280 метрах от современного конца ледника Б. Актру. Она имеет высоту до 20 м. В отдельных случаях моренный вал, а также и боковые морены этой стадии примыкают к моренам 20-х годов прошлого столетия. От конца ледника морена отделена широкой (в 250—280 м) полосой ровного галечникового поля, по которому в летний сезон меандрируют водные потоки ледника Б. Актру. В целом морена выглядит очень свежей, однако и на ее поверхность начинает проникать древесная растительность.

Описанные и перечисленные в определенной исторической последовательности морены, как видим, отображают весьма сложную динамическую картину то сокращающихся, то наступающих ледников. В настоящее время в основе выделения молодых морен лежит в основном метод сравнения их общего положения, залесенности и внешнего вида с уже известными или описанными одновозрастными моренами в других долинах, причем причины движения ледника почти не увязываются с вышеизложенным или рассматриваются в общих чертах. Между тем построение схем молодых морен, датировка моренных накоплений и данные по ледниковой палеогеоморфологии морен в высокогорной части могут быть и должны быть значительно уточнены при анализе некоторых климатических показателей, позволяющих сделать выводы более обоснованными по той причине, что сам ледник является продуктом климата.

Однако до сих пор не было сделано попытки наиболее детально увязать хотя бы некоторые климатические показатели с конкретными причинами, обусловившими целый ряд разновременных циклов наступания ледника. Ввиду этого мы рассматриваем нашу работу как попытку увязать возраст моренных образований с многолетними подвижками ледников на

основе анализа многолетнего температурного режима, а также на основе изучения годичных колец деревьев, расположенных вблизи изучаемого ледникового объекта.

2. Температурный режим и годичные кольца деревьев в долине Актру

В настоящее время при всем многообразии процессов, влияющих на режим современного оледенения, особенно следует выделить ход средних климатических показателей в летний абляционный период, из которых особое место занимает температурный режим. Именно эта зависимость оказала решающее значение на развитие и сокращение существующих ранее ледников. В целом ряде работ С. В. Калесника (1937), Н. Н. Пальгова (1951), М. В. Тронова (1952) также подчеркивается огромное влияние температурного фактора на режим ледников. Так, например, особенно заметное воздействие на режим ледников имеют теплые и холодные периоды, которые мы выделяем ниже по многолетним климатическим данным, включая сюда данные анализа о годичных кольцах срезанных многолетних деревьев.

Для представления общей картины в целом нами по метеорологической станции г. Барнаула вычерчен график, отображающий многолетний годовой ход средних летних температур воздуха (июнь, июль, август), характеризующий, таким образом, летние периоды с 1838 по 1960 годы (рис. 2). По этой же станции построена сравнительная кривая выпадавших осадков, показывающая их количественную и качественную сторону (рис. 2).

Разумеется, что построенные кривые по станции г. Барнаула не могут быть приняты в таком виде, как показатели климатической характеристики для долин высокогорного Алтая. Однако они достаточно показательны для общего представления летнего режима температур и осадков в южной части Западной Сибири, в которую входит и Горный Алтай.

В данном случае мы останавливаемся на приемлемости для нашего района в основном только многолетней температурной кривой, так как кривая осадков не может быть без дополнений принята для условий Горного Алтая. Более строгое обоснование, а следовательно, и перенесение температурной кривой на район долины Актру эти данные получают, если сравнить их с ходом метеорологических элементов в долине Актру, данными которой мы располагаем за 6 лет (рис. 3). Основываясь на достаточно хорошей корреляции двух температурных кривых, был восстановлен приближенный температурный режим в долине Актру за 125 лет, что и показано на рис. 4. В рассматриваемом случае, согласно приня-

тому нами приведению, следует, что процессы, ведущие к изменению температурного режима, являются, по-видимому, общими, но не тождественными по отношению к различным районам. Строго говоря, вопрос о степени точности восстановленной кривой чрезвычайно сложен. Это зависит от целого ряда понятных причин, однако приемлем в особенности тогда, когда показания средних летних температур проявляются особенно резко или в сторону похолодания, или в сторону потепления. В этом случае ход температурной кривой очень близко подходит к действительности, приобретая, таким образом, особую ценность в истолковании теплых и холодных циклов в районе естественного залегания ледников.

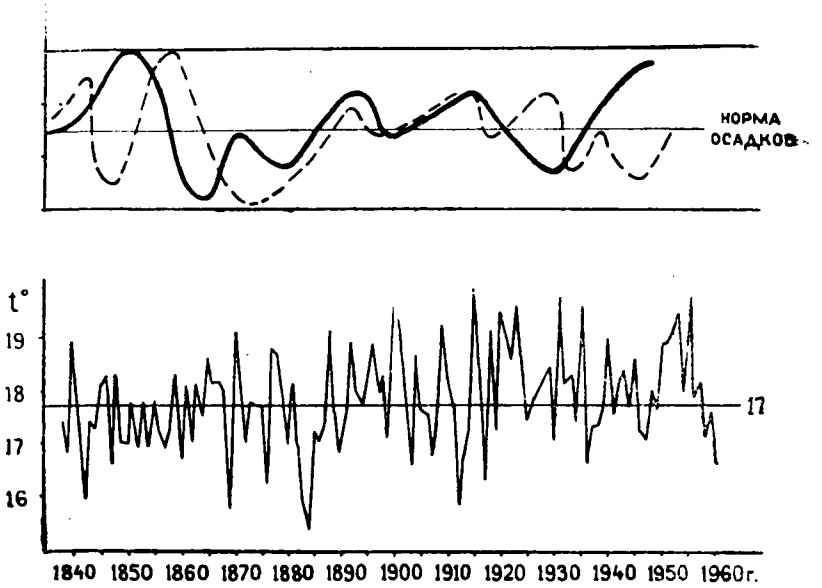


Рис. 2. Ход метеорологических элементов по ст. г. Барнаула за 125 лет: вверху кривая ~ летних и зимних осадков, внизу кривая средних летних температур воздуха. Линия в 17,6° является средней многолетней.

Совершенно определенно можно сказать, что по своей природе ход метеорологических элементов в горных долинах крайне неустойчив, поэтому температурная кривая естественно остается приближенной, однако усматривать в этом невозможность подобной корреляции не следует, хотя и существуют большие препятствия. Для общего суждения мы приводим сравнительный график хода температурных показателей по метеорологическим станциям г. Барнаул, Аккем, Актру (рис. 3). Как видим, показатели метеостанции Аккем очень мало отличаются от температурного режима долины Актру

(здесь мы имеем в виду не столько сами показатели, сколько характер их изменений).

Из сказанного видно, что данный совмещенный график температур является дополнительным и лишний раз подчеркивает возможность одностороннего приведения температурных показателей в долине Актру по метеорологической станции г. Барнаула. На рис. 4 показана эта восстановленная температурная кривая для долины Актру. Таким образом, из изложенного материала видно, что восстановленная температурная кривая в долине Актру с некоторыми отклонениями и дополнениями может быть приемлемой для характеристики теплых и холодных периодов за промежуток времени с 1838 по 1962 годы, т. е. может быть взята за «действительную». Сложнее представляется вопрос о сопоставлении количества

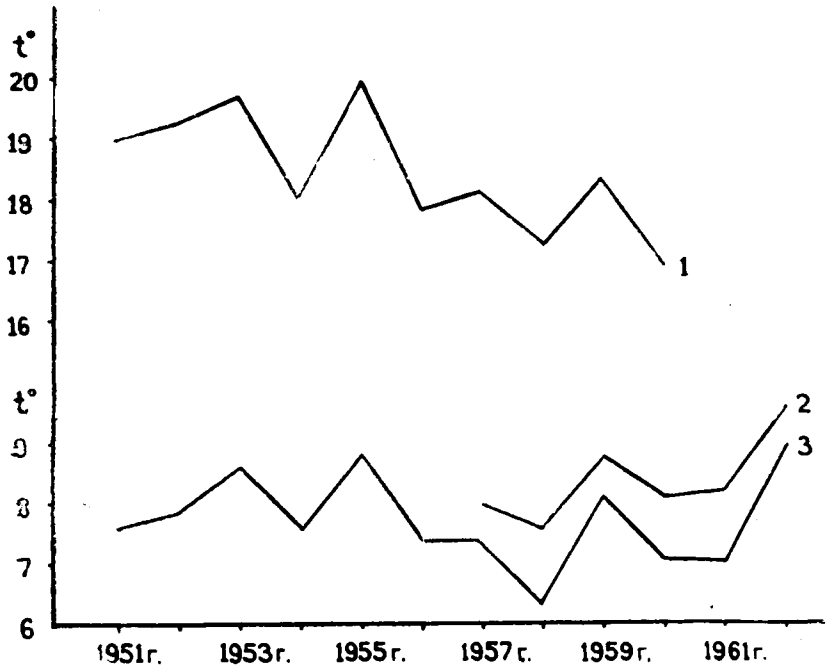


Рис. 3. Совмещенный график хода температур по станциям: 1 — Барнаул, 2 — Актру, 3 — Аккем.

выпадавших за данный период осадков в исследуемом районе и в районе г. Барнаула, однако и в этом случае характер кривой осадков (рис. 2) г. Барнаула, хотя и в общих чертах, может быть приемлем для долины Актру.

Итак, рассмотренная температурная кривая долины Актру выделяет с 1838 по 1962 год следующие периоды:

холодные	теплые
1838—1857 гг.	1859—1879 гг.
1880—1885 гг.	1888—1908 гг.
1910—1914 гг.	1915—1926 гг.
1927—1930 гг.	1931—1956 гг.

Для окончательного суждения о приемлемости выделенных теплых и холодных периодов, с которыми непременно связываются ледниковые изменения, было применено дешифрирование годичных колец деревьев, расположенных вблизи ледников Актру. В 1958 и в 1962 годах нами были обследованы морены ледников Актру и прилегающая к ним территория. Осмотр древесной растительности: кедров, лиственницы — различного возраста на поперечных срезах дал дополнительный большой материал о суждении и восстановлении климата прошедших лет в долине Актру.

Характер расположения годичных слоев показывает, что древесная растительность играет роль довольно чувствительного прибора, реагирующего на климатические изменения.

Рассматривая взаимосвязь развития древесной растительности с климатическими условиями, мы входим в область особой научной дисциплины, известной под названием экологии растений, ограничиваясь при этом только связью растительности с температурным режимом, т. е. рассматриваем интересующий нас вопрос. Климатические средние летние показатели, в частности температурные, как одна из характеристик внешних условий, накладывает свой существенный отпечаток на определенные фазы развития растительности. Примером этого как бы позитивного отражения существовавших условий являются годичные кольца кедра и лиственницы, которые и показаны на рис. 5.

При выделении кольцевых древесных периодов большую роль играет вопрос о точности этой периодичности во времени, т. е. насколько быстро реагировала растительность на изменения внешних условий. В данном случае поставленный вопрос, по-видимому, не должен вызывать больших сомнений, так как древесная растительность находится у верхнего предела своего возможного существования. Поэтому изменения климатического характера, иногда даже незначительного порядка, вызывают очень быструю реакцию растительности, которая достаточно отчетливо фиксирует ту или иную сторону колебаний внешних условий. В статье не разбирается подробно вопрос о влиянии на развитие растительности выпадавших осадков, так как сама по себе древесная растительность в данном случае не испытывает недостатка влаги, поэтому основное влияние на развитие растительности в долине оказывает температурный режим, столь хорошо отразившийся на годичных слоях деревьев. Собранный материал по этому воп-

росу дает основание считать, что ритмичные смены широких и узких годичных колец связаны с температурными изменениями, а не более сухими или влажными периодами. Об этом, в частности, свидетельствует равномерное распространение на высотных уровнях лиственницы (менее влаголюбивой) и кедра (более влаголюбивого).

Кроме того, при потеплении после 50-х годов XIX века наблюдается одинаковое забегание вверх и лиственницы, и кедра. Для более детального доказательства важности температурного фактора на поперечном срезе кедра была выделена кольцевая периодичность XIX и XX веков, характеризующаяся теплыми и холодными отрезками времени. Далее эта периодичность совмещена с восстановленной температурной кривой Актру, которая и иллюстрируется на рис. 4, подчерки-

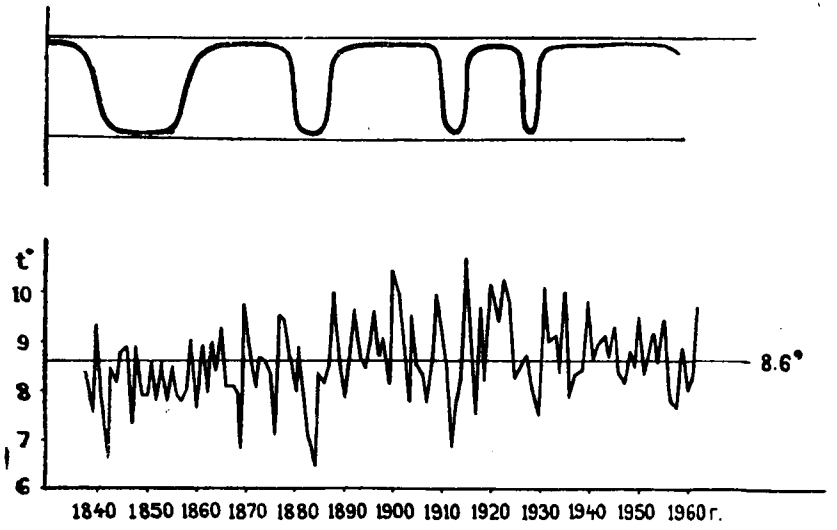


Рис. 4. Восстановленная кривая средних летних температур воздуха долины Актру за 125 лет. Линия в 8,6° является средней многолетней за 125 лет. Вверху теплые и холодные периоды, выделенные по годичным слоям деревьев.

вая тем самым характер климатических изменений в целом. Естественным при этом, на наш взгляд, кажутся и отдельные несовпадения древесных ритмов с ходом температур восстановленной кривой Актру. Однако здесь следует подходить к восстановлению климатических условий с точки зрения географического положения самого Горного Алтая, тем более что рассматривается один из его районов, а несовпадения отдельных периодов во времени должны стать предметом тщательных дальнейших исследований и последующих объяснений.

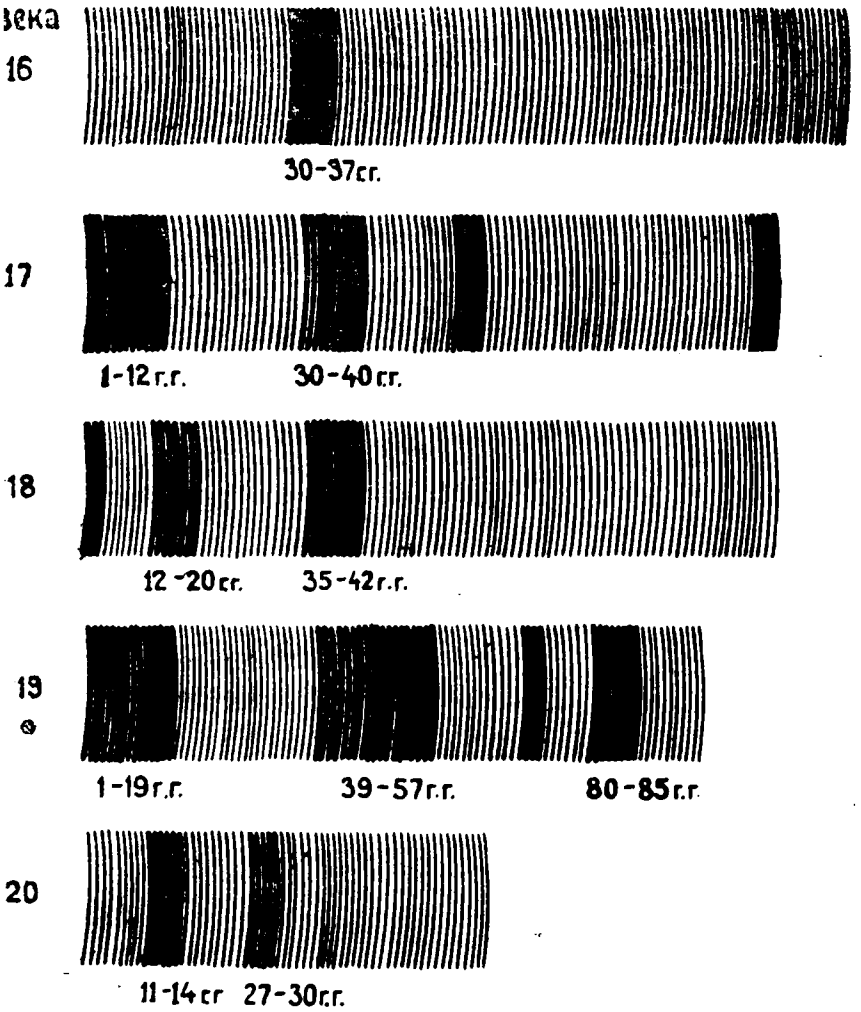


Рис. 5. Схема расположения годичных слоев деревьев в долине Актру.

Итак, установленная зависимость между ритмичностью годичных колец древесной растительности и температурной кривой долины Актру за период с 1838 года по 1962 год почти полностью подтверждает уже выделенные раньше холодные и теплые периоды за XIX и XX века. Но вместе с тем изложенный выше материал дает вполне основательную возможность выделить и восстановить холодные и теплые периоды в более ранние столетия (рис. 6). Причем выделение указанных периодов производится по годичным слоям деревьев, ритмы которых хорошо согласуются с ходом температурной

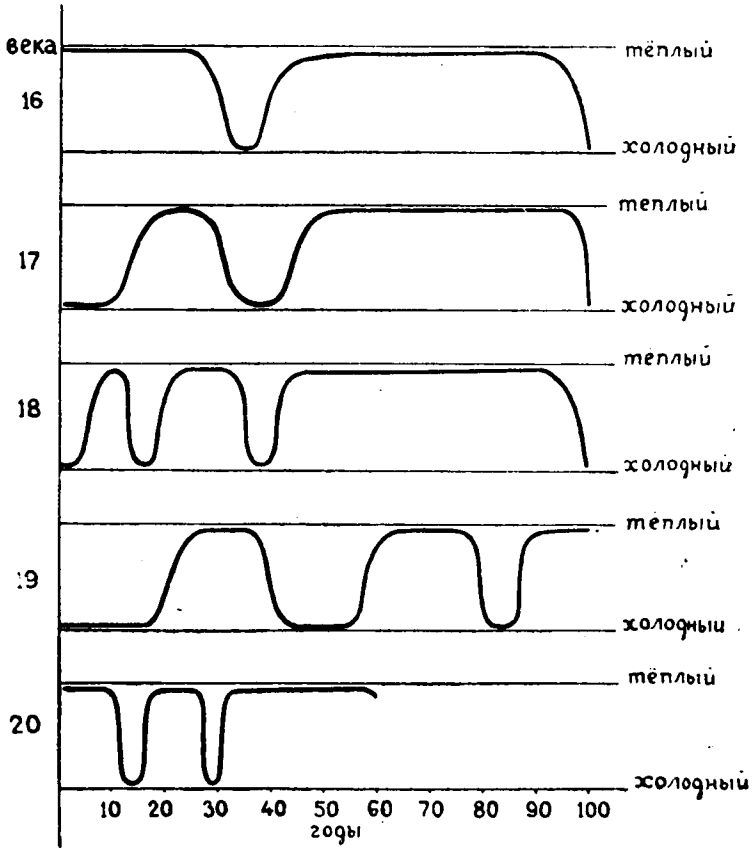


Рис. 6. Схема теплых и холодных периодов, выделенных по годичным слоям деревьев.

кривой Актру. Лучшую согласованность с кривой Актру дают годичные слои многолетних, но не совсем старых деревьев. Молодые же деревья чаще имеют отклонения от общего хода указанной кривой, поэтому данные молодых де-

ревьев использовались как вспомогательные. На рис. 6 по характеру строения годичных колец выделены периоды XVI, XVII, XVIII, XIX и XX веков, которые, кстати сказать, вполне согласуются с периодами, выделенными и описанными в литературе как советскими, так и зарубежными исследователями.

На срезанных деревьях выделяются следующие ритмы годичных слоев:

холодные		теплые	
XVI	век 31—37 гг.	XVI	век 1—30, 38—99 гг.
XVII	век 1—12, 30—42 гг.	XVII	век 14—29, 43—94 гг.
XVIII	век 1—4, 12—20, 35—42 гг.	XVIII	век 6—10, 22—33, 45—97 гг.
XIX	век 1—18, 39—57, 80—87 гг.	XIX	век 24—36, 58—78, 89—99 гг.
XX	век 11—14, 28—30 гг.	XX	век 1—10, 15—26, 31—56 гг.

Таким образом, выделенные периоды по характеру строения древесных годичных слоев почти за 470 лет являются важным аргументом не только для представления температурного режима в долине, но и для изучения связанного с ним режима существовавших ледников Актру.

3. О связи температурного режима с колебаниями ледников и развитием молодых морен Актру

Развитие морен теснейшим образом связано с многообразной деятельностью ледника, следовательно, моренные накопления являются наиболее яркими свидетелями того, как далеко продвигался ледник. В свою очередь, сам ледник как производная преимущественно от климата, является показателем климатических изменений. Таким образом, следуя по пути анализа выделения вышеуказанных периодов, получаем возможность более обоснованного вывода о состоянии существовавших ледников и времени формирования того или иного моренного комплекса.

Но моделирование и совмещение колебаний ледников, а следовательно, и отложение моренных комплексов с холодными или теплыми периодами не всегда могут быть совмещены в деталях по времени. Одним из таких наиболее сложных вопросов является вопрос о быстроте реакции ледника на похолодания или потепления и увеличения количества выпадающих осадков, т. е. несовпадение максимума продвижения ледника с наибольшей депрессией температурных показателей и максимумом осадков.

Как правило, реакция ледника запаздывает. Из суммы результатов исследований, на основе косвенных подсчетов по леднику Малый Актру, на примере оледенения 50-х годов XIX века, можно сделать приближенный вывод, что для ледников Актру запаздывание поступательного характера колеблется от 5 до 10 лет. Сопоставляя литературные и получен-

ные данные с материалами полевых наблюдений за молодыми моренами, а также с материалами наблюдений за состоянием современного оледенения в долине Актру, мы выделили по векам следующие периоды наступания ледников:

XVII век 3—12, 34—39 гг.
XVIII век 2—4, 15—20, 38—41 гг.
XIX век 5—18, 40—55, 85—89 гг.

Выделенные циклы наступания ледников в достаточной мере подтверждаются уже описанной ранее схемой распределения и положения молодых морен в долине. Эти схемы не только дополняют в большой степени друг друга, но и вносят значительную ясность о колебаниях ледников на Алтае в историческое время. Развитие же ледников Актру в этот период представляется в следующем виде.

Обособление и разъединение Аккемского ледника на ледники Большой и Малый Актру произошло в 4—3 веке до нашей эры, т. е. задолго до того, когда они начали свое активное наступание, которое принято считать историческим. В условиях теплого климата процесс разъединения шел быстрым темпом, причем ледник Малый Актру сохранил бо́льшую устойчивость и даже активность, чем Большой Актру. Устойчивость ледника Малый Актру была обусловлена прежде всего значительным количеством массы льда в его языковой части. Кроме того, большая степень затененности самого вместилища (ущелье) ледника, имеющего северную экспозицию с большим углом падения, явилась превосходным условием сохранения ледникового языка, несмотря на общую тенденцию поднятия снеговой линии на Алтае. Эти условия и до сего времени довольно хорошо сохраняет ледник Малый Актру, его конец лежит на абсолютной высоте 2225 м (сравнительно низко для ледников Алтая).

Большой Актру, имеющий юго-восточную экспозицию и обширные открытые области питания, поднимался значительно выше по долине.

В начале исторической эпохи, в результате резкого ухудшения климата, ледники вновь приобрели активность, продвигаясь вниз по долине, но не сливаясь при этом в единый поток. Об этом свидетельствуют морены исторической стадии ледников Актру (рис. 1), при этом фронтальная морена ледника Большой Актру формировалась на 40—50 м выше одновозрастной морены Малого Актру.

После некоторого стационарного состояния ледники оторвались от морен исторической стадии, отступая, по-видимому, в течение весьма длительного отрезка времени, на что указывает 500-летний возраст древесной растительности, которая заселяла освобожденную от ледников территорию, поднимаясь высокой полосой на южных склонах долины. Лед-

ник Большой Актру отступал в основном своей левой частью, в то время как правая часть, загруженная большой массой моренного материала, оставалась на месте, существуя как каменный глетчер, хорошо выраженный в рельефе и поныне (рис. 1). Рассматривая всю сложность процесса отступания в данный период ледника Большой Актру, следует отметить ряд фактов, указывающих на то, что язык ледника поднимался выше его современного положения. К таким фактам следует отнести:

1. Морену, находящуюся справа от современного конца левого потока ледника Большой Актру (рис. 1).

2. Остатки древесной растительности в комплексе молодых морен, расположенных выше современного распределения древесной растительности.

Продолжительный период сокращения ледников Актру был прерван только в самом конце XVI и в начале XVII века, когда началось общее мощное наступание ледников, которое со значительными перерывами продолжалось до середины XIX века. После этого ледники вновь начали быстро сокращаться, сохраняя эту тенденцию по сей день. При этом следует подчеркнуть весьма важную деталь в различии активности ледников Большого и Малого Актру при наступании их в XVII—XIX веках. Она заключается в следующем.

У ледника Б. Актру наблюдается ясно выраженная тенденция постепенного угасания энергии оледенения со временем. Доказательством такого положения являются моренные системы исторической стадии, стадии XVII века и морены XIX века, расположенные на значительном расстоянии друг от друга вверх по долине. Ледник же М. Актру является примером большой активности. Узкая нижняя часть долины Малого Актру способствовала более интенсивному наступанию. Так, в начавшийся период оледенения 50-х годов прошлого столетия он не только продвинулся до морены исторической стадии, но и перекрыл ее, отложив на ней морену XIX века. Малый Актру не является в этом смысле исключением. Наоборот, большинство однотипных ледников (ледники Корумду, Куркурек, Шавлы), расположенных на северных и северо-западных склонах Северо-Чуйских гор, вели себя аналогично, что подтверждается их моренными комплексами, надвинутыми друг на друга.

Многочисленные приведенные примеры подвижек ледников в разные циклы их наступания и отступания были вызваны причинами общего похолодания. Однако при похолоданиях различные климатические показатели по-разному стимулировали быстроту и мощность развития оледенения.

Примером может служить изложенный выше материал.

В 80-е годы прошлого столетия температурная депрессия за 10 холодных лет отклонялась от средней многолетней

(за 125 лет) на 0,7—0,8°, а в годы оледенения 50-х годов XIX века эта температурная разница была равна всего лишь 0,4—0,5°. И тем не менее различия в оледенении указанных лет были огромными. Безусловно, в приведенном примере следует учитывать такую важную деталь, как продолжительность температурной депрессии. Однако, даже учитывая этот фактор, следует сделать вывод, хотя и приближенный, что в 50-е годы прошлого столетия первопричиной оледенения явилось увеличение количества выпадавших осадков, в то время как в 80-х годах прошлого столетия на первом месте фигурировал температурный фактор. Разница эта особенно наглядно выразилась в наступании ледников. Так, ледники 50-х годов, сползая вниз по долине, погребали под собой более старые морены. Ледник Малый Актру, например, разрушил морены XVII и XVIII веков и создал единый моренный вал; ледник Большой Актру продвигался на 300 м вниз по долине, формируя мощную морену 50-х годов. Напротив, оледенение 80-х годов XIX века было незначительным, и лишь кое-где в соседних долинах Алтая встречаются осцилляционные морены данного оледенения.

Примером кратковременных подвижек ледников может служить состояние похолодания в 1911—1914 годы и в 1930 годы, когда ледники не наступали, но были близки к стационарному состоянию. Они также отложили осцилляционные небольшие морены, образование которых объясняется резким изменением скоростей движения льда в последующие теплые годы.

Из приведенных примеров видно, насколько сложны сами по себе связи взаимодействия оледенения с климатом, выявление которых становится еще более сложным при рассмотрении условий его развития в более раннее время. Таким образом, состояние ледников Актру в историческое время характеризуется общим сокращением, однако наряду с этим следует выделить, что процесс сокращения шел сложным многообразным путем, неоднократно прерывавшимся длительными изменениями обратного характера.

Выводы

На основании проведенных исследований и сопоставлений можно сделать следующие выводы:

1. По данным метеорологической станции г. Барнаула и по годичным кольцам деревьев долины Актру подтверждаются метеорологические данные.

а) большого наступания ледников в 50-х годах XIX века;

б) подтверждаются осцилляции 80-х годов XIX века, а также осцилляции 11—14, 27—30-х годов XX столетия;

в) по характеру строения годичных колец деревьев выделяются похолодания 10-х и 30-х годов XVII века и отмечаются кратковременные похолодания XVIII века, но морен этого периода не обнаружено, что объясняется кратковременностью самих похолоданий.

2. Рассматривая разделение ледников Большого и Малого Актру в историческом аспекте, мы устанавливаем время их разделения, которое произошло примерно в конце IV века до нашей эры.

3. В историческую стадию указанные ледники не сливались, но при этом каждый из них формировал свою собственную морену данной стадии.

4. Остатки старых деревьев, которые встречаются в моренном материале верхней части долины Актру, объясняются заселением древесной растительностью этой части долины в продолжительный теплый период после наступания ледников в историческую стадию, когда языки ледников поднимались выше современного их положения.

ЛИТЕРАТУРА

Варданянц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа (сравнительный очерк). Изв. Гос. географ. о-ва, вып. 3, т. 70, 1938.

Ивановский Л. Н. Изучение морен ледников Алтая в период Международного геофизического года. Сб. «Исследования ледников и ледниковых районов», вып. 1, Изд. АН СССР, 1961.

Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Л.—М., 1937,

Мягков И. М. Морены ледников Белухи. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1—2, 1936.

Пальгов Н. Н. Современное оледенение в хребте Заилийский Алатау, 1951.

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М., 1949.

Тронов М. В. Основные черты связей между климатом и оледенением на Алтае. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, Томск, 1962.

Тюменцев К. Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 г. В кн.: «Алтай, Хантегри, истоки Зеравшана». Л.—М., 1936 (Тр. ледниковых экспедиций, вып. 6).

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Записки географического общества СССР, т. 16, изд. АН СССР, 1957.

В. С. РЕВЯКИН

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОРОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОЛЕДЕНЕНИЯ В ИСТОКАХ РЕКИ АБЫЛ-ОЮК

Абыл-оюк является правым истоком реки Карагема и берет свое начало на южном склоне горного узла Биш-Иирду, имея протяженность от истоков до впадения в Карагем 12 км. Левым бортом долины служит южный склон Центрального хребта Биш-Иирду, а правым — меньший по высоте отрог главного хребта.

Впервые ледники Абыл-оюка отмечены В. В. Сапожниковым (1912), а в 1937—1938 годах детально исследованы М. В. Троновым (1949). Позднее, в 1961—1962 годах, ледники истоков осмотрены и исследованы маршрутной группой ледниковой экспедиции Томского университета в составе М. А. Душкина, П. А. Окишева, И. П. Дика и автора настоящей статьи. Обработка полученных наблюдений с использованием данных аэрофотосъемки 1952 года позволила выяснить целый ряд орографических влияний, по-разному сказывающихся на размерах и состоянии ледников Абыл-оюка. Как известно, влияние рельефа усложняет всю обстановку оледенения больше, чем это делают климатические условия. Суть действия рельефа заключается:

1. Во влиянии на местные климатические особенности, а именно: на распределение осадков, температур, солнечной радиации, ветров и связанного с ними метелевого переноса.

2. Во влиянии на форму ледников.

3. Во вторичном влиянии ледниковых поверхностей на микроклимат склона и на условия абляции-аккумуляции. В связи с тем, что влияния на аккумуляцию и абляцию могут иметь различный характер, можно говорить об отдельном воздействии рельефа на процессы абляции и процессы аккумуляции.

Прежде чем перейти к характеристике подобных влияний в Абыл-оюке, остановимся на кратком описании ледников истоков.

Самый большой ледник истоков залегает на склонах вершин Маашей и Абыл-оюк. На склонах вершины Маашей залегает пологое фирновое поле, вытянутое на юго-восток. Пологое поле в западной части соединяется с фирновым полем

ледника Маашей, в восточной части граничит с ледником П. Карагем, образуя крутые потоки (рис. 1, 2).

Объединенный фирново-ледяной поток стекает в ущелье юго-восточного направления. При спуске поток шириной не менее 1 км разорван огромными трещинами на отдельные блоки с хорошо видной слоистостью. Перед спуском в ущелье есть еще одна неширокая ступень, на которой к основному потоку присоединяется маломощный поток из небольшого кара. Ниже их слияния уклон ложа резко возрастает, и ледник устремляется в узкое ущелье шириной в 200—300 м, обтекая скалистый выступ, некогда разделявший два потока ледника. Нижнее поле ледника имеет южную экспозицию и расположено на высоте 2450 м. Нижняя долина, в которую спускается ледник, поднята на 260 м над дном главной долины Абыл-оюка. Общая длина ледника может быть оценена в 4,5—5,0 км, а площадь в 4,4 км². За гребнем к западу от главного ледника в глубоком каре залегает небольшой ледник (2) длиною в 0,8 км. Тело ледника имеет овальную удлиненную форму, на поверхности имеют место радиальные трещины. Снеговая линия на леднике проходит с СЗ на ЮВ, т. е. параллельно оси ледника.

Питание получает ледник в основном с правой стороны. Небольшой водный поток из ледника впадает в Абыл-оюк в 750 м ниже его конца. Несколько к западу от него, в каре северо-западной экспозиции, залегает маленький висячий ледничок (3). Ледник стекает двумя потоками, из которых длиннее левый. Ниже их нагромождение морен, оставленное некогда крупным ледником. Поля ледника собираются на несколько округлой вершине. Далее к западу, питаясь снегом общего поля с Абыл-оюком, в глубоком каре залегает каровый ледник (4). Размеры его небольшие (0,35 км²), а поверхность хорошо затенена. Ледник стекает на юго-запад. Некогда ледник сливался с ледником (5) «Тройной». Этот ледник стекает тремя потоками на ЮВ. Из трех каровых потоков, питающих ледник, самым широким является правый, а узким и глубоким — левый. Левый поток лежит под водоразделом с Маашейским ледником, а правый и левый по водоразделу с Университетским. Ледник Университетский (6) расположен дальше к западу под водоразделом Абыл-оюка с истоками Маашей и Шавлы. Бассейн его питания образован тремя карами, из которых левый поднят выше, и потоки льда и фирна из него образуют ледопад. Средний кар овальной формы с обнаженными стенками и точно такой же правый образуют довольно крупный поток в 300—400 м ширины. В 250 м от их слияния к основному леднику присоединяется небольшой поток из округлого кара. Экспозиция ледника южная с поворотом языка на ЮЮЗ (рис. 3). Общая площадь ледника — 2,5 км², длина — 2,5 км. По соседству

Рис. 1. Верхнее поле главного ледника Абыл-аюк

Рис. 2. Кар главного ледника (боковой)

Рис. 3. Ледник Университетский (6).

Рис. 4. Ледник 7 («Двойной»).

с ним залегает ледник долинно-карового типа («Двойной» 7 рис. 4) площадью в 2,3 км². Нижнее поле ледника образовано двумя потоками, собирающимися в овальных карах, разделенных ответвлением Центрального хребта по водоразделу с Шавлой. Левый поток несколько короче Правого. Склоны каров, за исключением северного, обнажены. Кары ориентированы в юго-восточном направлении, нижнее же поле прямо к югу.

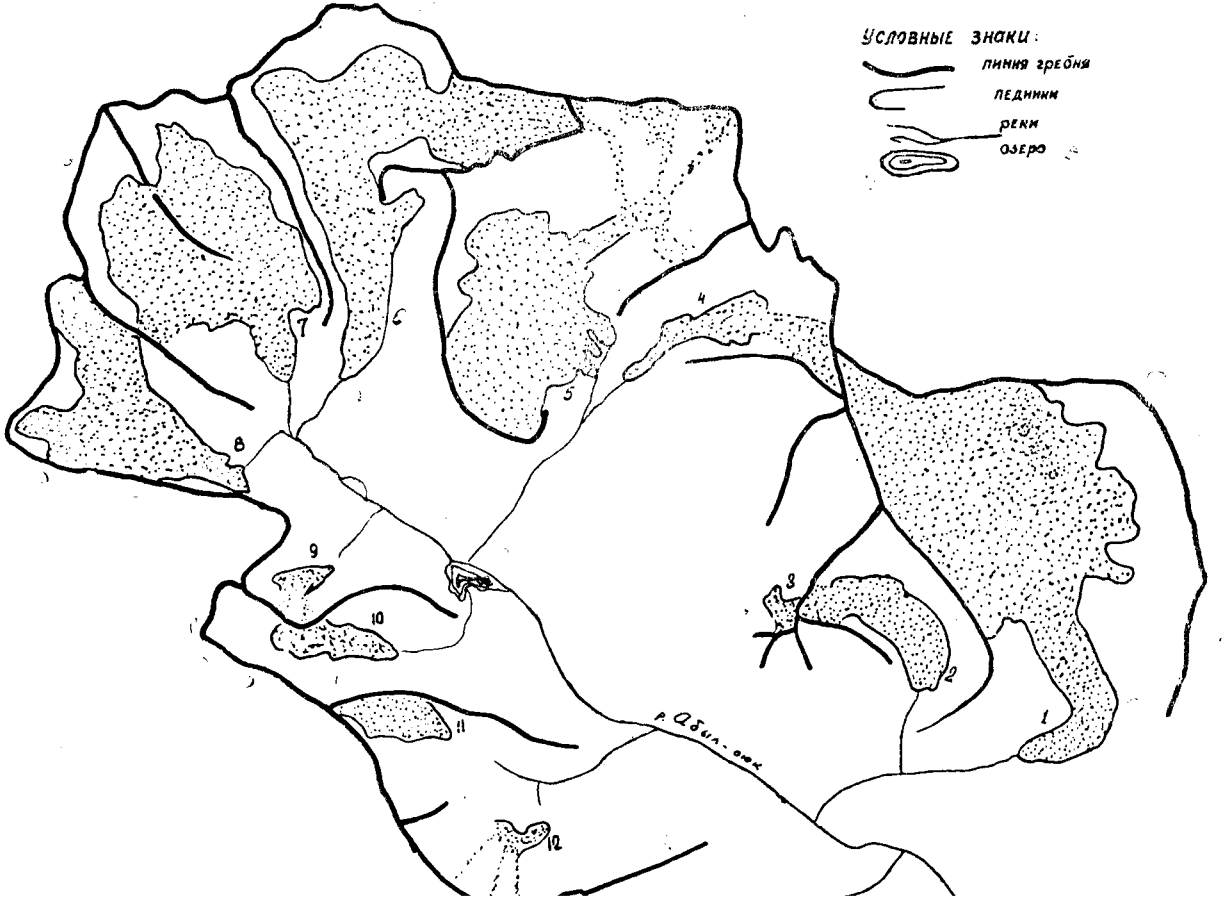
За гребнем к юго-западу залегает ледник такого же типа (8, «Ступенчатый»). Он образован из двух потоков, более мощного левого и правого, спускающегося из кара, расположенного выше на 200—250 м по водоразделу с Шавлой (рис. 5). Склоны его обнажены, и ледник явно асимметричен, будучи направлен на восток. Разделение трех ледников (6, 7, 8), дававших когда-то общий поток Большого Абыл-оюкского ледника, произошло примерно в конце XVII в., т. к. молодые морены 50-х годов наблюдаются для каждого ледника отдельно. Описанные ледники залегают среди веерообразных ответвлений Центрального гребня, а ледники правого склона долины Абыл-оюка залегают среди отрогов большого, но невысокого ответвления главного хребта. Здесь в глубоких карах залегают несколько интересных ледников. Ледник 9 (рис. 6) — остаточный каровый ледник, залегающий в каре СВ экспозиции в 0,2 км² площадью. Питание ледник получает в виде снежных полос, спускающихся с водораздела с Комрю (приток Карагема). Нижнее поле ледника засыпано обломочным материалом. Ледник хорошо затенен. За гребнем от него в удлиненном каре залегает каровый ледник (10) с сильно засыпанным концом. Ниже его к озеру, в долине реки, спускается несколько солифлюкционного происхождения дуг. Площадь ледника — 0,3 км²; ориентирован на восток. Дальше к юго-западу в карах залегают несколько остаточных ледников (11—16) (рис. 7). Площади их не превышают 0,1—0,2 км² (рис. 8, 9, 10). Залегают под затененными северными склонами. Всего в истоках Абыл-оюка насчитывается 16 ледников с общей площадью в 15,7 км².

Из описания становится вполне очевидно, что оледенение Абыл-оюка в существенной степени зависит от особенностей рельефа, изменяющих местные климатические условия. Остановимся на характеристике орографических влияний в истоках Абыл-оюка и прежде всего на некоторых морфометрических показателях оледенения.

Морфометрическими показателями мы называем численные величины размеров и форм оледенения и их соотношения как друг с другом, так и с показателями климатических и орографических условий. Совершенно очевидно, что такие показатели в той или иной мере позволяют судить о влиянии рельефа или климата. Попытки установления подобных свя-

Рис. 5. Ледник 8 («Ступенчатый»).

Рис. 6. Ледник 9.


УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ:
линия гребня
ледники
реки
озеро
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
р. Абин-аих

зей можно встретить в работах ряда авторов. Например, таким показателем можно считать величину ледникового коэффициента. С. В. Калесник (1937) указывает на то, что ледниковый коэффициент является своеобразным показателем деградации ледников, хотя в условиях Биш-Иирду такой зависимости и не наблюдается. Или другой пример: большая степень заснеженности склонов, с одной стороны, как будто указывает на хорошие условия питания, но с другой стороны, нередки случаи, когда малая заснеженность является резуль-

Рис. 10. Ледники 14, 15, 16.

татом концентрации в отдельных впадинах склона, и это приводит к большой устойчивости ледников, хотя и не занимающих всего склона.

К таким показателям мы относим вертикальную протяженность ледников, величину ледникового коэффициента, процент заснеженности склонов, каровый коэффициент.

1. Вертикальная протяженность ледников. Величина ее зависит от двух факторов — высоты хребта, падающей к западу, и большой глубины основной долины, в которую ледники не могут спускаться, оставаясь на склонах. Самая большая величина вертикальной протяженности отмечается у ледника Абыл-оюк (главного), где она достигает

1500 м, и меньшая у каровых ледников правого склона, где она едва превышает 300—400 м. Как видно из приведенного графика (рис. 11), величины вертикальной протяженности хорошо увязываются с высотой хребта. Такая же связь наблюдается и с величиной положительной разности оледенения, в чем надо видеть то, что все ледники Абыл-оюка связаны с вогнутыми формами рельефа — карами. Общей чертой всех ледников Абыл-оюка является однообразие их бассейнов. Это преимущественно кары овальные и продольные. Различное высотное положение фирновых бассейнов является в конечном счете определяющим фактором размеров и форм ледников. Бассейн главного ледника расположен на высоте 3800—4000 м и весь закрыт снегами, питающими мощный поток ледника. Округлые формы бассейнов долинно-

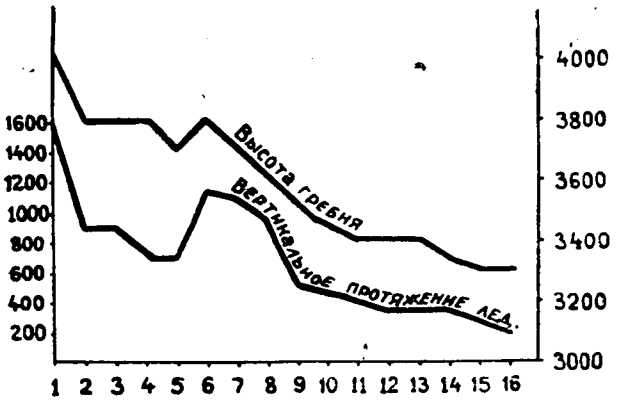


Рис. 11. Высота питающего гребня и вертикальное протяжение ледников.

каровых ледников расположены на высотах 3500—3700 м и тем самым ограничены в возможностях формирования ледников. И, наконец, самые малые ледники связаны с карами и с их затененными стенками правого склона долины. Высоты его—3300—3400 м. Основной особенностью бассейнов всех ледников Абыл-оюка является почти полная обнаженность склонов, за исключением отдельных участков с полосами снега и фирна, поднимающихся до верха гребня. В результате этого основная площадь всех ледников связана с днищами каров. Это хорошо видно на примере кривой (рис. 12) распределения площади ледника Университетский по высоте. Эта кривая имеет вогнутую форму и очень наглядно подтверждает наличие в промежутке высот 2900—3200 м полой формы рельефа.

Как было отмечено выше, стенки каров ледников Абыл-оюка обнажены почти полностью. Причину этого надо видеть

в большой крутизне стенок каров от 50—70°, неспособных удерживать снег. Тем самым ледники в этих карах попадают в область усиленной абляции. Происходит своеобразное снижение общей поверхности ледника. Как известно, предложенная Альманом (1948) морфологическая классификация ледников основывается на общих чертах фирновых бассейнов для каждого типа ледников. Для каждого типа им приводятся нормальные кривые распределения площадей оледенения по высоте. На рис. 12 хорошо видно, что нормальная кривая для каровых и карово-долинных ледников, полученная Альманом, проходит выше, чем такая же кривая для Университетского ледника. Общее снижение поверхности по причине большой крутизны стенок можно оценить в 150—200 м. Общая площадь каров Университетского ледника, в которых происходит накопление снегов, равна 1,8 км². При градиенте аб-

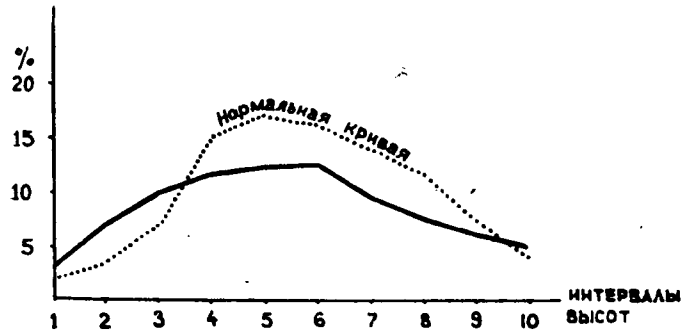


Рис. 12. Распределение площади ледника Университетский на высоте.

ляции в 0,8/100 м подъем до «нормального» уровня ледника привел бы к увеличению приходной части баланса ледника на 2 880 000 м³. Такой избыток вещества, несомненно, сказался бы на высотном положении конца ледника. При его ширине в 300—400 м и мощности в 30—40 м (в средней части) он удлинился бы на 400—500 м. Даже эти приближенные расчеты показывают, что в данном случае долинно-каровые ледники находятся в неблагоприятных орографических условиях.

2. Коэффициент заснеженности. В тесной связи с особенностями фирновых вместилищ ледников Абыл-оюка стоит степень заснеженности склонов различных ледниковых бассейнов. Коэффициент заснеженности или отношение площади ледника выше снеговой линии ко всей площади бассейна. У ледников Абыл-оюка колеблется в пределах от 10—14% (5, 9, 13) до 41—45% (6, 8). У большого ледника Абыл-оюка он равен 53,2%. Малые величины коэффициента заснеженности для каровых ледников, оказываются, таким образом,

чрезвычайно непоказательными для характеристики условий питания ледников. Однако в условиях постоянного переноса влажных воздушных масс с юго-запада коэффициент заснеженности будет говорить о высокой степени концентрации выпадающего и перевеваемого метелью снега.

Для действия метелевого переноса в истоках Абыл-оюка имеются самые благоприятные условия. Это, прежде всего, система ветровых барьеров, удлиненные кары, высокие наветренные и низкие подветренные склоны. В связи с этим в Абыл-оюке следует отметить «высокие» и «низкие» центры большой аккумуляции выпадающего снега. К «высоким» центрам нужно отнести бассейн главного ледника Абыл-оюк и крайний левый кар ледника Университетский. Участки этих бассейнов не загораживаются стоящими впереди гребнями от приносимых воздушных масс, поэтому мы видим в них мощные накопления снега и фирна, питающие ледниковые потоки.

К «низким» центрам относятся склоны с высотами 3300—3500, окружающие большинство ледников. Наличие для таких склонов загораживающего эффекта велико, образование ледников можно ожидать скорее на подветренной стороне склонов. На наветренных же склонах будут образованы малые ледники. Яркий пример — ледники по соседству с главным ледником. Эти леднички, залегая по соседству с большими высотами, «демонстрируют непосредственное влияние рельефа на оледенение: на одном и том же склоне южной экспозиции, рядом со значительным ледником, на участке максимальной высоты — почти полное отсутствие оледенения» (Тронов, 1949, стр. 171).

3. Ледниковый коэффициент. От величины заснеженности бассейнов ледников зависит и величина ледникового коэффициента. Для главного он равен 4, для долинно-каровых он колеблется от 0,6 до 1,2, для каровых же ледников он и того меньше — 0,4—0,5. Малые величины ледникового коэффициента показывают на большую степень концентрации, а также и на тот факт, отмеченный М. В. Троновым (1949), что у ледников Абыл-оюка снеговая зона имеет две границы: верхняя — обусловлена процессами сдувания и соскальзывания снега с крутых склонов, нижняя — обусловлена процессами таяния.

Каровый коэффициент. В настоящее время твердо установлено, что существование ледников на низких высотных уровнях (Саяны, Кодар, Урал) связано с большим влиянием на питание этих ледников метелевого переноса снега. Самыми благоприятными формами рельефа для концентрации снега являются кары и им подобные ниши на склонах гор. Однако, в случае большой крутизны стенок кара, происходит постоянное скатывание снега на его днище, в результате чего про-

исходит фактическое увеличение количества осадков, благоприятно сказывающееся на размерах и состоянии ледника, залегающего в каре.

Величину концентрации для каровых, карово-долинных и присклоновых ледников Урала В. Г. Ходаков (1962) предлагает выразить так:

$g = x\frac{F_б}{F_c}$, где g — аккумуляция на леднике, x — годовое количество осадков, F_c — площадь ледника (точнее, снежной линзы на леднике), $F_б$ — площадь вместилища ледника, которая совпадает с площадью бассейна, если он окружен островерхими хребтами.

Однако в этой формуле отношение $\frac{F_б}{F_c}$ ни в коей мере не отражает особенностей кара как вмещающей формы; снег не всегда будет аккумулироваться только на леднике. Например, на Алтае большую роль в сохранении ледников играют мощные снеговые поля, окружающие ледники, хотя и не покрывающие его поверхность. Такие снеговые поля имеют большое значение для гидрологической характеристики малого ледникового бассейна.

Для более полной характеристики аккумуляции в карах, как нам кажется, можно использовать следующее соотношение: $K_к = \frac{S + S_1}{S_1}$, в котором

S — площадь горизонтальной проекции стенок кара, определяющая количество выпадающих осадков. S_1 — площадь днища кара (но не ледника или снежной линзы, залегающих в нем). А их отношение $K_к$ мы предлагаем назвать каровым коэффициентом.

Предположим, что дно кара круглой формы имеет поперечник (Д), равный 0,5 км, тогда его площадь выразится как $\frac{\pi D^2}{4}$ и будет равна 0,196 км².

При высоте стенок кара (h) в 400 м и их крутизне (α) в 60° горизонтальная проекция (l) выразится как $l = \frac{h}{\mathrm{tg}(\alpha)}$ и будет равна 0,23 км.

Площадь кольца (S) стенок кара выразится отношением $S = (R^2 - r^2)\pi$, где R — радиус кольца стенок кара, r — радиус днища, и будет равна 0,565 км², а $K_к$ будет равен 4, т. е. при условии, что снег будет весь скатываться на дно кара, количество осадков достигнет 2800—3000 мм и в какой-то мере компенсирует неблагоприятное влияние низкого расположения днищ каров.

Интересно, что кары правого склона долины лишены крупных ледников, причину чего надо видеть в большой площади их днищ, когда каровый коэффициент не превышает 1,5—1,7, что оказывается решающим для размеров ледников.

Влияние экспозиции. Таяние в горном узле Бишкиирду идет в большой степени за счет прямой солнечной радиации, и вполне понятно, что для существующих ледников большое влияние имеет их экспозиция. В чем проявляется влияние экспозиции? Прежде всего в том, что ледники, обращенные к востоку и юго-востоку, явно асимметричны, их левые края короче и тоньше, чем правые. Сокращение левых краев идет также быстрее. Указания на подобное явление находим у Г. К. Тушинского (1958) для ледников Кавказа. Асимметрично по отношению к ледниковым потокам направлена также и снеговая линия. У ледников 7 и 8-го она направлена почти вдоль тела ледника. Подобное наблюдаем на левом потоке Университетского ледника. Снеговая линия на долинно-каровых ледниках проходит на высоте 3050—3100 м, а на каровых ледниках правого склона она проходит на высотах 2900—2950 м, в чем, собственно, надо видеть отрывы ледников от уровня снеговой линии, обусловленный большой глубиной каровых долин и крутизной их стенок. Такие ледники располагаются преимущественно под крутыми затененными склонами, обращенными к северу, что хорошо видно из табл. 1.

Таблица 1

Экспозиции кадров и ледников в них

№ ледников	Экспоз. кара	Экспоз. ледника
3	Ю	СЗ
9	В	СВ
12	С	С
13	В	С
15	С	С
16	В	СВ

Интересно, что экспозиционные различия нашли свое выражение в различной величине деградации ледников разных склонов (табл. 2).

Таким образом, как хорошо видно из таблицы, наибольшему сокращению подверглись каровые ледники (15—18%), меньшему — долинный и долинно-каровые (4—7%). Среди

каровых наибольшему сокращению подверглись ледники восточной и юго-восточной экспозиции.

Поскольку главный результат существования ледников — питание за счет их таяния рек, то следует отметить следующее: $^1/_3$ воды река получает от таяния главного ледника, расположенного сбоку от основной долины. Расходы реки, питаемой этим ледником, могут достигать в ясные безоблачные дни до 6—8 м³/сек. Оставшиеся $^2/_3$ воды река Абыл-оюк получает из остальных 15 ледников площадью в 11,2 км². Суммарные расходы в реке перед слиянием с Карагемом достигают 12—15 м³/сек. Правда, измерения расходов единичны, но их величины указывают на большую гидрологическую ак-

Таблица 2

Сокращение ледников с 1850 г. (по аэроснимкам 1952 г.)

№ ледника	Сокращение пл. в %	Сокращение дл. в км
1	4,3	0,5
2	15,3	0,25
3	16,0	0,15
4	14,5	0,25
5	18,8	0,7
6	7,3	0,5
7	4,2	0,40
8 7,5	7,5	0,40
9	13,3	0,5
10	6,2	0,25
11	19	0,2
12	9,1	0,2
13	10,0	0,1
14	10,2	0,2
15	10,1	0,2
16	8,9	0,2

тивность каровых и долинно-каровых ледников по сравнению с ледниками Актру на северных склонах Биш-Иирду, где в это же время и примерно при такой же площади оледенения (16 км²) расходы в реке Актру не превышали 8—9 м³/сек.

В заключение этой небольшой характеристики некоторых сторон орографического влияния на оледенение в истоках р. Абыл-оюк необходимо отметить следующее:

1. Бассейн р. Абыл-оюк занимает окраинное положение в горном узле Биш-Иирду, чем объясняется наличие в исто-

ках преимущественно малых ледников, каровых и долинно-каровых.

2. Существующие ледники по величине вертикальной протяженности и по их типам можно в зависимости от высоты разделить на три группы: а) главный ледник Абыл-оюк, протяженность — 1500 м, приурочен к высотам 3800—4000 м.

б) долинно-каровые ледники, протяженность по вертикали 950—1100 м, связаны высотами 3700—3500 м.

в) каровые ледники, вертикальная протяженность 500—700 м, связаны с высотами 3300—3500 м.

3. Основными формами рельефа, вмещающими ледники, являются кары, часто объединенные по 2—3, либо на одной высоте, либо ступенью.

4. Карам Абыл-оюка, как нигде, в Биш-Иирду свойственно очень большая крутизна стенок, в результате чего наблюдается:

а) совершенная обнаженность стенок от снега;

б) снижение ледниковых поверхностей в область усиленной абляции и тем самым усиление их гидрологической активности;

в) почти ровная поверхность ледников, с малыми уклонами к концу.

5. Ледниковый коэффициент и коэффициент заснеженности не могут для ледников Абыл-оюка быть показательными в смысле оценки их питания. Их малая величина указывает на высокую степень концентрации снега в карах.

6. Каровый коэффициент как показатель высокой степени концентрации в истоках Абыл-оюка колеблется от 1,5 до 4.

7. В зависимости от высоты хребта и господствующего переноса влагонесущих воздушных масс можно выделить «высокие» и «низкие» центры большой аккумуляции.

8. Большая роль в существовании и сокращении ледников за последнее столетие принадлежит экспозиционным различиям склонов. Наибольшее сокращение испытали ледники южной и юго-восточной экспозиции.

9. В гидрологическом отношении наиболее активны ледники, связанные с высокими «центрами» аккумуляции. Основная роль в формировании реки Абыл-оюк принадлежит долинному и долинно-каровым ледникам. Максимальные расходы воды в реке достигают в летнее время 12—15 м³/сек.

ЛИТЕРАТУРА

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Географгиз, 1949.

Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Географгиз, 1937.

Тушинский Г. К. Гляциологические работы. На Эльбрусе. Инф. сб. о работах МГУ по МГГ, № 1, 1958.

Ходаков В. Г. Снежный покров и современное оледенение Полярного Урала. Сб. «Иссл. ледников и ледниковых районов». Изд. АН СССР, вып. 2, 1962.

Сапожников В. В. Пути по русскому Алтаю. Томск, 1912.

Ahlmann H. W. Glaciological Research on the Atlantic Coasts. London, 1948.

П. А. ОКИШЕВ

ЧИСЛЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТСТУПАНИЯ ЛЕДНИКОВ ГОРНОГО УЗЛА БИШ-ИИРДУ НА АЛТАЕ

Наиболее надежным и полным исходным материалом для анализа изменений ледников, анализа их сокращения является подробная и систематически повторяющаяся съемка глетчеров, включающая съемку ледниковых языков и бассейнов питания. Однако подобный метод, применяемый в ряде других горных стран, не нашел распространения на Алтае. Более того, для основной массы, долинных и тем более для малых форм оледенения не производилось фиксирования положения концов во время их открытия. В результате этого возникают дополнительные затруднения в решении вопроса о колебаниях и изменениях ледников: не имеется отметок, по которым можно было бы с достаточной точностью оценить изменения за период с первого посещения ледников исследователями.

В 1936—1940 годах было зафиксировано положение концов всего у 20 ледников Алтая, а именно: 1) Катунского, 2) Берельского, 3) Менсу, 4) Аккемского, 5) Мало-Катунского, 6) на левой стороне долины Катуни, 7) Акчан, 8) Софийского, 9) Талдуринского, 10) Кара-Айры, 11) Большого Алахинского, 12) Маашей, 13) Корумду, 14) Куркурек, 15) Ян-Карасу, 16) Б. Актру, 17) М. Актру, 18) Джело, 19) Б. Шавлинского, 20) Лев. Карагемского.

Последние девять из перечисленных ледников лежат в Северо-Чуйских горах, остальные — в других центрах оледенения Алтая. Поэтому для освещения вопроса о численных характеристиках сокращения ледников Биш-Иирду мы могли использовать очень немногочисленные сведения из литературы, касающиеся буквально единичных ледников. Здесь имеются в виду краткие замечания Сапожникова В. В. о состоянии ледников во время его путешествий по Алтаю (1899) и описания ледников М. В. Троновым (1949).

Преобладающее большинство материалов получено нами в результате экспедиционных исследований в 1960—1962 годах. Непосредственными маршрутными исследованиями охвачены все сколько-нибудь значительные ледники горного узла Биш-Иирду. Это дало возможность установить пределы про-

странственного положения ледниковых языков в средине прошлого столетия, во время их первой маркировки и в 1952 году (по аэрофотоснимкам) и оценить темпы их отступания как в целом за 110-летний период, так и за более короткие промежутки времени.

И. М. Мягковым (1936) дается весьма подробная геоморфологическая характеристика морен ледников Белухи с установлением конкретных сроков отложения двух последних крупных конечно-моренных валов — 1820-е и 1850-е годы. В Биш-Иирду подобные конечные морены выделены Л. Н. Ивановским (1961) у ряда долинных ледников северного склона.

Исследования ледников Биш-Иирду дают достаточно оснований считать, что средина XIX века является конкретным временем отложения последних крупных морен. Это в одинаковой степени относится и к долинным ледникам, а также и к большинству более мелких ледников (долинно-каровых и каровых) на всей территории Биш-Иирду. Что же касается выделения отдельно морен 1820-х и 1850-х годов, то в каждом конкретном случае вопрос решается по-разному. В некоторых долинах эти морены представлены четко и разделяются более или менее обширными ровными межморенными площадками (Корумду). В других долинах (Лев. Маашей, Актру, Ештык-Коль восточный) эти морены соприкасаются друг с другом, а граница между ними выражена или некоторым понижением, или еще дополнительно и разным гипсометрическим уровнем вершин морен. Третий случай представляют долины, в которых не представляется возможным разделить последний крупный моренный комплекс, хотя морфологические особенности его не вызывают сомнения о принадлежности к XIX веку. Повсеместное распространение в Биш-Иирду морен средины XIX века является несомненным. Однако выделение осцилляций 1820-х и 1850-х годов оказывается возможным только в некоторых случаях.

Дополнительным материалом, характеризующим особенности развития ледников Биш-Иирду в современную регрессивную фазу, являются отметки положения концов некоторых ледников, сделанные в 1911—1938 годах, и аэрофотоснимки залета 1952 года. Полученные результаты приведены в табл. 1. В графах 5, 6 и 7 таблицы имеются пропуски для ряда ледников, причина чего заключается:

1) в нечеткой выраженности контуров концов этих ледников на аэрофотоснимках и связанных с этим затруднениях отыскания надежных опорных точек для сооответствующих измерений отступания или вообще для оценки изменений;

2) в отсутствии маркировки положения ледниковых языков во время их открытия или в более ранние посещения исследователями.

Таблица 1

Сравнительная таблица сокращения ледников Биш-Ирду

№ ледника по каталогу	Название ледника	Тип ледника	Отступание с 1952 г.	Отступание с момента первой маркировки		Сокращение с половины XIX века			Средние годовые темпы отступания в м		Примечания
				год	отступан. в м	отступание в м	освободившаяся площадь, тыс. кв. м	прибл. объем потерянного льда, млн. куб. м	с середины XIX в.	за десятилетие 1952—1962 гг.	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
41	Джело	Долинный	65	1936	172	930	370	26	8,4	6,5	
40	Без названия	Каровый	?	—	—	190	110	4	1,7	?	
35	Лев. Карагем	Долинный	160	1938	215	590	210	14,7	5,3	16,0	
33	Прав. Карагем	„	85	—	—	650	225	13,5	6,6	8,5	
30	Б. Абыл-оюк	„	90	—	—	635	190	15,0	5,8	9,0	
24	Ср. Абыл-оюк	„	60—65	—	—	490	400	24,0	4,4	6—6,5	
25	Университетский	„	90	—	—	650			6,0	9,0	
23	Прав. Абыл-оюк	„	нет	—	—	540	180	7,0	5,0	?	
26	Без названия	Дол.-каровый	?	—	—	635	254	9,0	5,8	?	
27	„	Каровый	?	—	—	660	68	2,4	6,0	?	
29	„	„	?	—	—	280	101	3,5	2,5	?	
53	Мал. Актру	Долинный	74	1911	223	500	180	4,5	4,7	15,0	
50	Тетё	Дол.-каровый	30	—	—	?	?	?	?	3,0	

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
56	Прав. Актру	Долинный	105	—	—	465	160	6,5	4,2	10,5	
60	Кызыл-таш	»	?	—	—	400	125	?	3,6	?	
61	Ян-Карасу	»	?	1937	до 250	570	228	8,0	?	?	
63	Корумду	»	78	1936	165	405	202	10,0	3,7	7,8	
64	Без названия	Дол.-каровый	?	—	—	280	120	2,5	2,5	?	
62	Мал. Корумду	Долинный	?	—	—	250	90	3,0	2,2	?	
66	Куркурек	»	20	1937	80	280	180	5,4	2,5	2,0	
67	Без названия	Дол.-каровый	15—20	—	—	400	100	2,0	3,6	1,5—2,0	
68	»	Каровый	нет	—	—	190	57	1,1	1,7	—	
74	Б. Маашей	Долинный	90	1924	249	?	?	8,4[x]	?	9,0	С 1924 г.
76	Лев. Маашей	»	22	—	—	680	310	9,3	6,1	2,2	
72	Прав. Маашей	Долинный	70	—	—	420	137	3,4	3,8	7,0	
94	Без названия	»	?	—	—	790	360	?	7,2	?	
84	»	»	95	—	—	685	250	12,5	6,2	9,5	
79	»	Каровый	?	—	—	190	200	6,0	1,9	?	
80	»	Дол. -каровый	?	—	—	540	230	7,0	5,4	?	
11	»	»	?	—	—	270	140	5,0	2,7	?	
15	»	»	?	—	—	280	150	6,0	2,8	?	
3	»	Каровый	?	—	—	600	80	2,4	6,0	?	

С другой стороны, особенности эволюции того или иного ледника не укладываются в табличную форму и требуют дополнительных пояснений. На этих особенностях мы прежде всего и остановимся.

Ледник Джело (изменения показаны на рис. 1). Пространство между моренным валом, отнесенным к средине прошлого столетия, и современным положением конца ледника представляет собою чередование ровных галечниковых площадок с полями крупнообломочного материала, но морфологически отчетливо выраженная конечная морена отме-

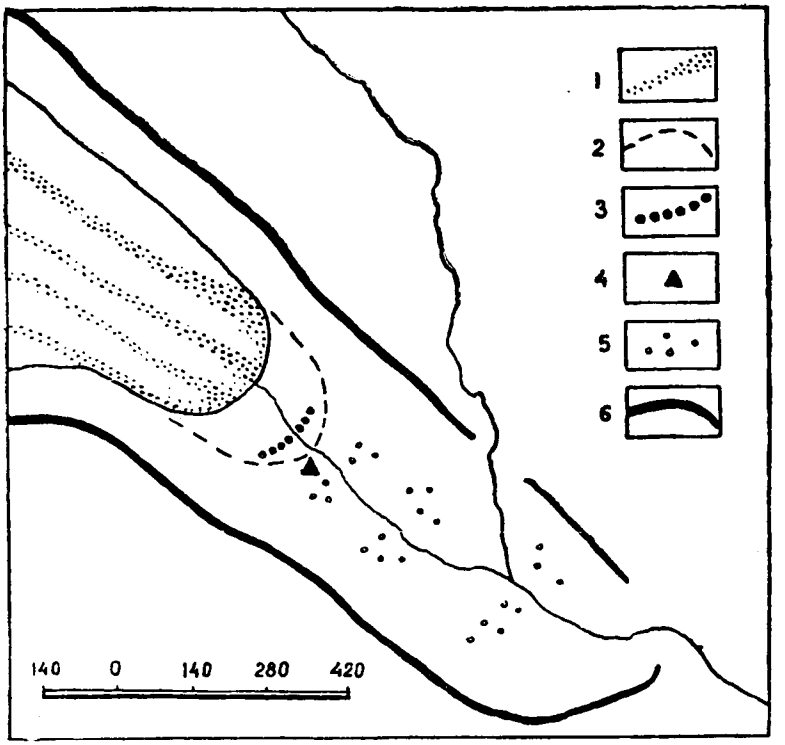


Рис. 1. Схема отступания ледника Джело. 1. Современные поверхностные морены. 2. Положение конца ледника в 1936 г. 3. Морена 1940-х годов. 4. Отметка М. В. Тронова. 5. Поля крупных валунов. 6. Моренный комплекс XIX века.

чена только в 125 м от ледника (в 1962 году). Форма морены и состав моренного материала свидетельствуют о том, что это конечно-моренное образование является результатом существенного замедления темпов отступания ледника или же, в крайнем случае, кратковременной остановки, но от-

нюдь не результатом противоположно направленного движения (наступания).

Упомянутая морена лежит в 47 м от положения конца ледника в 1936 году (отметка М. В. Тронова). При учете среднегодовых темпов отступания ледника в целом за период с 1936 года по 1962 год (6,6 м) и темпов за последнее десятилетие (6,3—6,5 м) можно наметить время формирования морены — начало 1940-х годов.

Ледник Левый Карагемский. 4 августа 1938 года положение конца Левого Карагемского ледника было зафиксировано М. В. Троновым (в 71 м в направлении СЗ 5° от светло-серого окатанного камня с туром на левом берегу речки). 1 августа 1962 года нами произведены повторные измерения удаления ледника от той же отметки и установлено по аэрофотоснимкам положение его в 1952 году (рис. 2).

В табл. 1 показано, что за 24 года ледник сократился на 215 м, при этом $^3/_4$ (160 м) от общей величины отступания

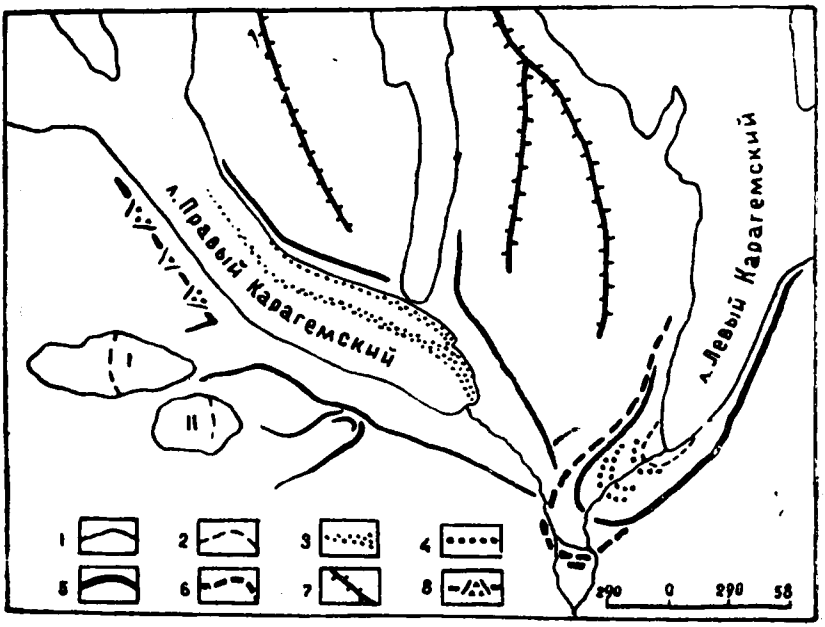


Рис. 2. Схема отступания ледников в истоках Карагема 1. Положение конца в 1962 г. 2. То же в 1952 г. 3. Современные поверхностные морены. 4. Конечные морены XX в. 5. Моренный комплекс средины XIX в. 7. Гребни. 8. Осыпи.

за это время приходится на последнее десятилетие (1952—1962), а за первые 14 лет (1938—1952) ледник сократился только на 55 м. Таким образом, среднегодовая скорость от-

ступания для периода 1938—1952 годов составляет 4 м, а за последующее десятилетие — 16 м.

Уже эти осредненные величины годовых сокращений ледника в зафиксированные отрезки времени дают вполне отчетливую картину больших колебаний темпов отступания. Мы не имеем возможности, ввиду отсутствия наблюдений, проследить за изменениями этих величин конкретно от одного года к другому. Однако некоторые материалы позволяют утверждать, что и в течение выделенных отрезков наблюдались существенные отклонения от осредненных годовых темпов отступания.

Прежде всего необходимо отметить, что в промежутке между 1938 и 1952 годами ледником отложен дугообразный конечноморенный вал до 5 м высотой, прекрасно выраженный по обе стороны от русла речки. Морена одинаково (27 и 28 м) удалена от положения конца ледникового языка в 1938 году и в 1952 году. Наличие морены свидетельствует о значительном замедлении скорости отступания ледника, а возможно, и кратковременной остановке его.

Далее, по личному сообщению Я. К. Башлакова, в 1954 году ледник находился в 75 м от положения его в 1938 году. Следовательно, за два года (в 1952 году это расстояние было равно 55 м) ледник сократился на 20 м. С 21 июля 1961 года по 1 августа 1962 года Лев. Карагемский ледник сократился на 24 м.

Все эти примеры указывают на весьма большие различия в темпах отступания, изменяющихся от 4 до 24 м в год в пределах $^1/_4$ века. Кроме того, вполне очевидна тенденция увеличения темпов отступания ледника в последние годы.

Исходя из среднегодовой скорости отступания ледника в 1938—1952 годах и учитывая заметное увеличение темпов в последние годы, время формирования первого от ледника конечно-моренного вала следует отнести к концу 1940-х годов. В 1962 году удаление вала от ледника равнялось 188 м.

Ниже по долине располагаются еще четыре молодых конечных морены: в 350 м, в 425 м, в 590 м и в 760 м от ледника (в 1962 году).

В 350 м лежит невысокий (3—4 м) и узкий вал в виде асимметричной дуги. Вал совершенно не задернован, сложен крупнообломочным материалом. Ближе к левому краю разорван руслом истока Карагема.

В 425 м прослеживается широкая плосковерхая морена, на поверхности которой имеется редкая травянистая растительность и отдельные кустарнички. С внутренней стороны она поднимается не более чем на 1—1,5 м над уровнем межморенной площадки, а внешний край ее, более высокий, полого спускается к следующей площадке. Морена лучше представлена в левобережье.

Определенного мнения о возрасте обеих этих морен у нас нет, но по расчетам темпов отступания ледника в различные периоды времени и по свежести моренного материала можно сказать, что они сформировались не раньше XX века.

Следующая морена лежит в 590 м от ледника. Она имеет вид цепочки коротких и невысоких гряд, до 7 м в левобережье и несколько ниже на правой стороне долины. Сложена более светлым, по сравнению с вышележащими моренами, обломочным материалом, при этом преобладают средние и мелкие обломки. Поверхность морены еще не полностью задернована, наряду с кустарниково-травянистой растительностью имеются отдельные экземпляры молодых лиственниц менее метра высотой (возраст 40—60 лет). Продолжением морены вверх по долине являются внутренние валы береговых морен. Интересной особенностью последних является то, что правый вал по высоте ниже внешнего берегового вала, более древнего, а левый в значительной степени перекрывает более древний вал.

Наконец, 170 метрами ниже по долине поднимается целая система моренных гряд и холмов, занимающих почти всю ширину дна долины. Около бортов долины морены несколько размыты, но все же соединение их с высокими береговыми валами прослеживается достаточно четко. Высота отдельных гряд достигает 15—20 м. На моренах имеются лиственницы до 3—4 м высоты. По аналогии с другими ледниками Биш-Иирду (Корумду) возраст этого комплекса морен следует отнести к XVII веку, а предыдущую — к средине XIX века.

М. В. Тронов (1949) при описании ледника отмечает, что нижняя система конечных морен принадлежит «общему Карагемскому леднику», язык которого формировался от слияния обоих ледников: Левого и Правого. Исследование связи данной морены с береговыми валами убеждает нас в том, что она принадлежит не «общему Карагемскому леднику», а только Левому. В то время Правый Карагемский ледник оканчивался выше, не сливался с Левым, хотя и подходил вплотную. Об этом свидетельствует хорошо сохранившаяся правая береговая морена Левого ледника, закрывающая вход в правую долину и продолжающаяся далее до соединения с рассматриваемой конечной мореной (рис. 2). Береговые валы Прав. Карагемского ледника не выходят в главную долину. Они почти под прямым углом вплотную подходят к береговому валу Лев. Карагема, метрах в 200 выше комплекса морен XVII века.

Ледник Правый Карагемский. Характерной особенностью является отсутствие четко представленных конечных морен на всем пространстве от конца высоких береговых валов до современного положения ледникового языка. Дно долины покрыто беспорядочными скоплениями обломков

средней величины. Небольшое поперечное повышение имеется в 150 м от ледника, но оно вряд ли может рассматриваться как конечная морена. По морфологии и характеру обломочного материала береговые морены отличаются от более выветрелых и покрытых лишайником внешних береговых валов Левого Карагемского ледника, но имеют большое сходство с внутренними валами последнего.

Отступание Б. Абыл-оюкского ледника показано на схеме (рис. 3). В 1954 году Я. К. Башлаковым выложен тур на неподвижном камне в 78 м от ледника. В 1962 году это расстояние составило 146 м, т. е. за последние 8 лет ледник отступил на 68 м (в среднем по 8,5 м в год).

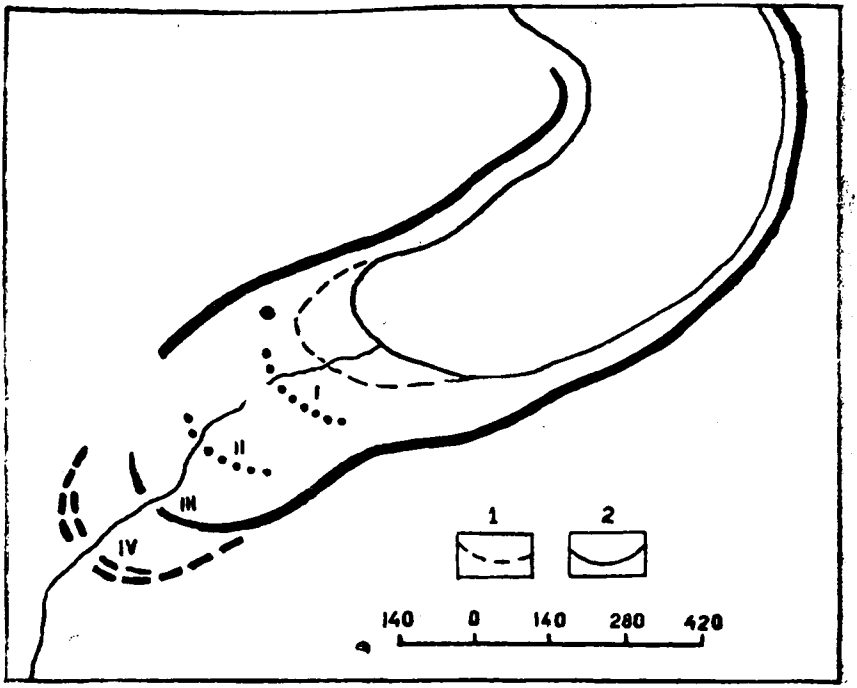


Рис. 5. Схема отступания ледника Б. Абыл-оюк. 1. Положение конца ледника в 1952 г. 2. То же в 1962 году. I-П. Морены XX века. III. Морена средины XIX века. IV Морена XVII века.

На 700-метровом участке долины перед ледником располагаются 4 конечных морены: в 205, 465, 635 и в 725 м от положения конца ледникового языка в 1962 году. Все они лучше представлены на левой стороне от русла водотока, на правой стороне они значительно снижены и размыты. Первые три морены имеют довольно свежий вид, хотя и поросли пятнами кустарниково-травянистой растительности. Большей вы-

сотой (7—8 м) выделяется третий вал. В 90 м ниже лежит несколько поперечных гряд, разделенных неглубокими узкими понижениями. Гряды в значительной степени задернованы и имеют редкую молодую поросль лиственницы. Молодые деревца заселяют и площадку между 3-ей и 4-ой моренами.

Нижняя морена имеет своим продолжением высокие береговые валы, у конца ледника поднимающиеся на 125 м над урезом водного потока. Вместе со следующей выше мореной они составляют комплекс отложений XVII—XIX вв. Время формирования двух верхних морен конкретно не определено. Исходя из среднегодовых темпов отступания ледника, они предварительно могут быть датированы так: первая от ледника — конец 1930-х — начало 1940-х годов; вторая — начало 1900-х годов.

Ледники в истоках Абыл-оюка были посещены М. В. Троновым в 1938 году, но, к сожалению, отметок положения ледниковых языков оставлено не было. Сравнение аэрофотоснимков 1952 года с положением концов в 1962 году показало, что южный, или правый ледник, изменился меньше других в этой группе. Для него отмечено не общее фронтальное отступание, а боковое стаивание левой стороны. В результате этого конец ледника приобрел форму косого среза льда.

Сокращение правого языка среднего двойного ледника показано в табл. 1. Левый язык его, оканчивающийся на 100 м выше, не изменился в своих размерах, но заметно усилилось засорение концевой части моренным материалом.

На удалении 250 м от современного конца левого (Университетского) ледника лежит свежая конечная морена в 12—15 м высотой. Учитывая среднегодовые темпы отступания ледника, время образования морены может быть отнесено к первым десятилетиям XX века. Еще весьма свежая конечная морена, лежащая ниже, имеет своим продолжением высокие береговые валы. Схема расположения береговых валов и конечной морены указывает на существовавшее объединение правого языка среднего и левого ледников. Правый ледник спускался почти до этого же уровня, но оставался самостоятельным.

Ледник Малый Актру открыт В. В. Сапожниковым в 1898 году, положение языка было впервые отмечено им же в 1911 году. До 30-х годов XX столетия ледник больше не посещался исследователями. С 1936 года производится более или менее систематическая маркировка положения ледникового языка сначала М. В. Троновым, а с 1957 года гляциологическим отрядом Томского университета. Фронтальное отступание ледника с 1911 года по 1962 год показано в табл. 2.

Как видно из табл. 2, за 51 год ледник сократился на

223 м (в среднем по 4,4 м в год). Действительные годовые темпы сокращения ледникового языка колеблются от 0 м до 11,1 м. После стационарного состояния в 1937 году ледник еще целое десятилетие сокращался весьма замедленными темпами (2,2 м). По личному сообщению М. В. Тронова, за этот десятилетний период никакого утоньшения ледникового языка не замечено, а конец его как будто стал даже немного круче. Но в то же время поверхность ледника, ранее отличавшаяся своей белизной и почти полным отсутствием морен-

Таблица 2

Фронтальное отступание л. М. Актру

Дата измерений	Удаление от линии Сапожникова до левой части ледника в м	Ср. величина отступания за год в м	Удаление от отм. № 2 до правой части ледника в м
1911	0	—	—
1936	90	3,6	—
1937	90	не отступал	—
1939	101	5,5	—
VIII 1949	123	2,2	—
VII 1952	149	8,7	32
VIII 1954	162	6,5	—
VIII 1955	172,2	10,2	—
VIII 1956	183,3	11,1	—
IX 1957	194	10,7	—
VIII 1958	202,5	8,5	45
IX 1960	210,5	4,0	—
VIII 1962	215	4,5	—
VIII 1962	223	8,0	—

ного материала в левой части, теперь посерела от засорения обломками камней и щебня, а белый лед остался в виде отдельных полос и пятен.

Следует заметить, что ни остановка в отступании ледника, ни время его замедленного отступания не зафиксированы накоплением обломочного материала.

Что касается правой, засоренной части ледникового языка, то по сравнению с левой стороной ее скорость сокращения значительно меньше. В результате этого левая сторона языка, еще в 1930-х годах лежавшая наравне с правой, теперь оказалась выше по долине.

Ледник Правый Актру. Перед концом ледника располагается ровная площадка в 400 м длины. Снизу она огра-

ничена невысоким свежим моренным валом, возраст которого датируется Л. Н. Ивановским (1961) 1850-ми годами. Пространство между этой мореной и ледником не имеет больше конечно-моренных образований. Это обстоятельство позволяет предполагать, что со времени наступания и отложения морены в средине прошлого столетия ледник постоянно находится в фазе отступания, не прерывавшейся длительными задержками и тем более движениями противоположного направления — наступаниями. Впервые положение конца было зафиксировано в 1936 году. Таким образом, характер сокращения ледника в начальный (более чем 80-летний) период его современной регрессивной фазы не может быть рассмотрен подробно. За это время ледник сократился на 230—240 м и почти столько же (около 200 м) сократился за последние 25 лет. Сопоставление этих цифр показывает, что до 1936 года он сокращался довольно медленно по сравнению с темпами отступания в последующий период.

С 1936 года по 1939 год «ледник отступил с левой стороны метров на 40—45, но правый край отошел гораздо меньше, на 6—12 м, а в 1940 году даже чуть продвинулся вперед» (М. В. Тронов, 1949, стр. 136).

Период с 1940 г. по 1952 г. характеризуется общим сокращением со средней скоростью около 5 м в год. Кроме того, в приконцевой части левой стороны наблюдалось боковое стаивание до 2—2,5 м в год, в результате чего в 1952 году конец языка приобрел остроугольную форму с вершиной примерно по главной оси ледника. В 1952—1958 годах темпы отступания увеличиваются до 7,5 м, а за следующие два года ледник сократился еще на 46 м. В 1961 и 1962 годах величина годового отступания снова замедляется до 7 м.

Следует подчеркнуть, что в течение периода наблюдений за ледником (с 1936 года) более равномерно и несколько медленнее отступает правая сторона ледникового языка. В отступании левой части, в значительной мере представленной полупассивными остаточными массами льда, сохранившимися под покровом моренного материала со времени последнего активного соединения Правого и Левого Актру, проявляются резкие колебания темпов. Причина заключается, по-видимому, в периодическом возникновении форм протаивания (термокарста) и гротов в приконцевой части, в образовании участков «мертвого льда» и резком перемещении контуров языка после его разрушения.

Ледник Левый Актру принимал активное участие в формировании нижнего поля прежде единого ледника Б. Актру. Об этом свидетельствует замечание В. В. Сапожникова о состоянии ледника в 1898 году, описание ледника М. В. Троновым (1949), а также наличие мощного бывшего

срединного моренного вала, теперь являющегося боковой мореной Правого Актру. В конце 1930-х годов — начале 1940-х годов, по личному сообщению М. В. Тронова, Левый Актру спускался значительно дальше в виде узкой полосы чистого льда, вклиниваясь между срединной и левой береговой моренами. В настоящее время на этом пространстве еще имеются остатки «мертвого льда», быстро разрушающиеся.

Направление гребня бывшей срединной морены и примыкание последней в приконцевой части к склону левой береговой морены служит указанием на то, что язык Левого Актру в средине прошлого столетия не спускался до уровня конца Правого Актру, выклиниваясь метров на 150—200 выше по долине (рис. 4).

До настоящего времени нет количественных данных об отступании этого ледника, что объясняется отсутствием специальных наблюдений за изменением его связи с массами льда нижнего поля Правого Актру. Ослабление этой связи

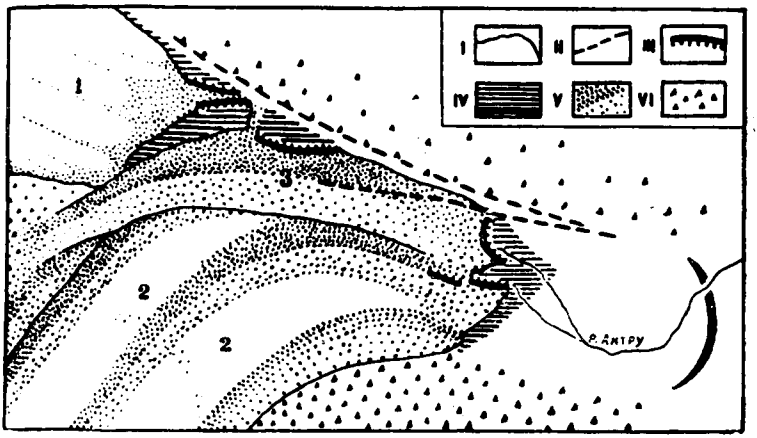


Рис. 4. Схема расположения концов ледников Лев. и Правый Актру. 1. Левый Актру. 2. Правый Актру. 3. Срединная морена. I. Граница ледниковых языков в 1962 г. II — Границы л. Левый Актру в середине XIX в. III — Ледяные стенки. IV — Площадь, освободившаяся из-под льда с 1952 г. V — Современные морены. VI — Береговые морены.

выразилось теперь в разделении Большого Актру на два ледника — Правый и Левый Актру.

Ледник Ян-Карасу. Верхний участок долины, занятый ледником, ограничен снизу крупным свежим конечно-моренным комплексом, состоящим из целого ряда гряд и холмов. Удаление внешней линии морены от современного конца ледника (в 1962 году) изменяется от 390 до 750 м. В основании этой морены с внешней стороны и далее вниз по долине

почти на 1 км располагаются разнообразно ориентированные гряды более древнего возраста, уже хорошо задернованные.

Судя по расположению холмов и гряд, во время последнего наступания наиболее низко по долине спускалась левая часть ледника, представленная чистым льдом. В современной регрессивной фазе сокращение этой же левой стороны происходит более быстрыми темпами. В результате в настоящее время она оканчивается на 450 м выше по долине по сравнению с правой стороной, засоренной обломочным материалом. Левая часть ледника, таким образом, в обеих фазах эволюции ледника оказалась более динамичной, более восприимчивой к изменениям климатических условий.

Таблица 3

Схема соотношений конечных морен стадий XVII—XIX вв. и колебаний XX в. ледников Алтая

Возраст морен (осцилляции)	Номера конечных морен от ледника						
	Мал. Актру	Б. Актру	Корумду	Маашей	Куркурек	Алахинский	Ледники Белухи
1930-е гг.	—	—	—	I	—	I	—
1909—1914 гг.	I	—	I	—	—	II	—
1850-е гг.	—	I	II	—	I (?)	III (?)	I
1820-е гг.	—	II	III	—	II (?)	—	II
XVII в.	II	III	IV	II	III	—	III

Ледник Корумду. Как отмечает Л. Н. Ивановский (1961, стр. 424), «наиболее полным комплексом осцилляционных морен обладает ледник Корумду. В долине Корумду выделяются конечные морены девятисотых, пятидесятых и двадцатых годов прошлого столетия...». Ниже мы приводим табл. 3, взятую из статьи Л. Н. Ивановского «Некоторые вопросы динамики ледников на Алтае» (1961).

Конечно-моренный вал 1850-х годов после морены XVII века имеет наиболее хорошо морфологически выраженную связь с высокими валами береговых морен (рис. 5).

Ближе к леднику, в 200 м от этого вала и в 165 м от ледника, располагается более молодая конечная морена. Она имеет вид широкой дуги, концы которой упираются в береговые валы 1850-х годов. С внешней стороны ее превышение над прилегающей ровной галечниковой площадкой достигает 5—6 м, а с внутренней стороны она поднимается всего на 2—3 м. В средней, наиболее широкой части данной морены отчетливо выделяются два вала (внешний и внутренний), разделенные понижением в 3—4 м глубины. Возраст морены

датируется Л. Н. Ивановским (1961) 1909—1914 годами. Но к этому времени следует относить, по-видимому, только начало формирования морены. Если учесть замечание М. В. Тронова (1948), что в 1936 году ледник еще вплотную подходил к морене своей левой стороной, а правой стороной был удален всего на 9—12 м, то есть все основания полагать, что процесс формирования этой морены закончился в начале 1930-х годов.

В 1936—1937 годах отступание ледника замерено Трановым и составило 2 м. До 1949 года ледник еще сократился на 25 м, т. е. в среднем отступал около 2 м в год. В последующий период после 1949 года темпы отступания заметно увели-

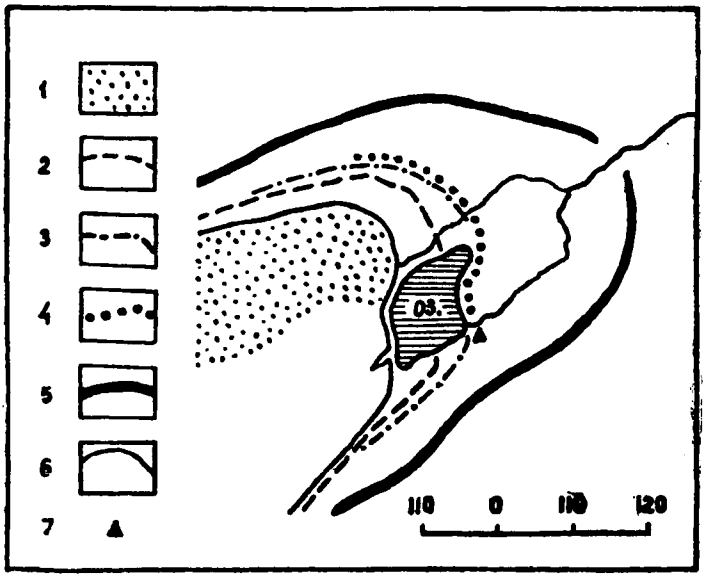


Рис. 5. Схема отступания ледника Корумду. 1. Лед, засоренный моренным материалом. 2. Положение конца ледника в 1952 г. 3. То же в 1949 г. 4. Морена 1911—1930-х гг. 5. Моренный комплекс 1850-х годов. 6. Положение конца в 1961 г. 7. Отметка М. В. Тронова.

чиваются. Прежде всего выделяется трехлетний период — 1949—1952 годы, когда ледник в правой половине сократился на 39 м. Наполовину меньшими темпами шло отступание в другой половине языка, закрытой обломочным материалом. С 1952 года по 1961 год ледник укоротился на 66—70 м. За 1961—1962 годы отступание составило от 6 до 12 м с максимумом в краевых участках.

В целом отступание левой засоренной части ледника происходит несколько медленнее. Результатом этого является

современная форма конца с более низким по долине положением левой части. Между тем плановое положение конечной морены средины прошлого века (рис. 5) указывает, что в то время ниже по долине спускалась не она, а правая часть.

На Корумду кроме фронтального наблюдается и боковое стаивание, особенно левого края. Здесь очень хорошо прослеживается продолжение ближайшего от ледника конечно-моренного вала в виде небольшой береговой морены. Край ледника на отрезке в 0,5 км от конца представлен цепочкой ледяных стенок и оторван от береговых морен. Подсчитано, что с 1949 года по 1961 год боковое стаивание этого участка составляло в среднем по 2 м в год.

Ледник Левый Корумду. Все пространство между концом ледника и нижним полем долинного ледника Корумду заполнено моренными отложениями разного возраста. Внешние участки моренных отложений, уже частично задернованные, сливаются с береговой мореной большого ледника. Однако явных признаков, говоривших бы об активном соединении ледников в прошлом веке, нет. Напротив, разорванность линии береговых морен главного и бокового ледников с несомненностью указывает на пассивное примыкание бокового ледника.

Внутренние участки перед ледником заняты холмами и грядами свежего моренного материала. За последнее десятилетие ледник заметных изменений не имеет, хотя конец его немного заострился.

Главный Маашейский ледник. Отступание ледника показано на схеме (рис. 6). Сопоставление конфигурации и местоположения конца ледника в 1937 году (Тронов М. В., 1949), в 1952 году (полевое дешифрирование аэрофотоснимков 1952 года) и в 1961 году (повторная съемка конца ледника) показывает, что отступание происходило более или менее равномерно как чистой частью языка, так и частью, закрытой мореной. Это надо отметить особо, так как для других ледников горного узла Биш-Иирду типичным является более быстрое отступание чистой части по сравнению с засоренной боковыми моренами (ледник М. Актру, Ян-Карасу, Корумду, Правый Карагемский и др.).

В описании ледника М. В. Тронов (1948) отмечает, что с 1924 года по 1932 год, т. е. за 8 лет, ледник Маашей отступил на 49 м и с 1932 года по 1937 год еще на 35 м. Всего за 13 лет ледник укоротился на 84 м со средней скоростью отступания 6,5 м в год.

В 1924 году конец ледника располагался в 216 м от отметки Тронова. В 1961 году расстояние между концом и отметкой оказалось равным 460 м. Следовательно, за 37 лет ледник отступил на 244 м, или в среднем по 6,5 м в год, что

еще раз подтверждает ту же скорость годового отступания. Однако эта цифра среднегодовых темпов сокращения получается без учета замедлений и, возможно, задержек в отдельные годы или ряд лет. Так, М. В. Тронов (1948) указывает, что в 1937 году ледник находился в 50—60 м от валообразного нагромождения камней конечной морены. Оно образовалось после 1924 года и характеризует замедление отступания около 1930 года.

В 1961 году эта морена была удалена от ледника на 220 м. Между нею и концом ледника, на удалении 100 м от послед-

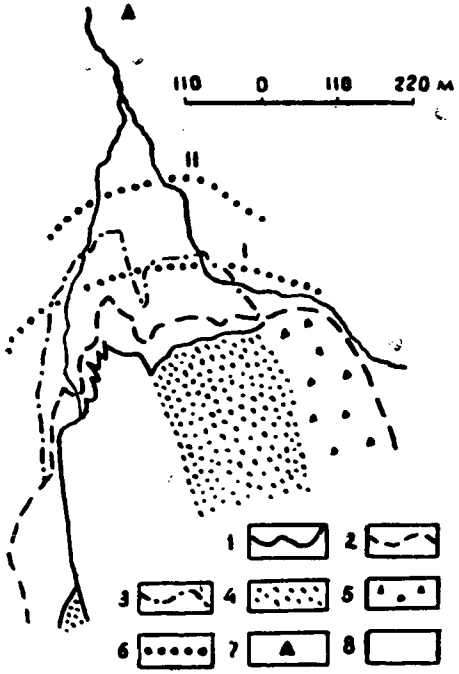


Рис. 6. Схема отступания ледника Маашей. 1. Положение конца ледника в 1961 г. 2. То же в 1952 г. 3. То же в 1937 г. 4. Лед, засоренный обломочным материалом. 5. Высокая береговая морена. 6. Конечные морены XX в: I — 1944—1947 годов; II — 120-х годов. 7. Отметка М. В. Тронова. Чистая ледяная поверхность.

него, располагается еще более молодая морена, имеющая форму дуги протяженностью в 250 м. Наиболее обильное накопление каменного материала ближе к правому борту долины. Здесь высота вала достигает 4—5 м, по приближению к борту он сливается с береговой мореной. В средней части дна долины вал размыт. На левом берегу р. Маашей сохра-

нилось только небольшое подковообразное скопление камней высотой до 1 м. Расстояние между этими последними конечными моренами 110 м. Как уже отмечалось выше, в 1937 году конец ледника лежал в 50—60 м от вала 1920-х годов, т. е. где-то посредине между молодыми моренами. При учете среднегодовой скорости отступания ледника намечается промежуток времени, в течение которого сформировалась последняя морена — 1944—1947 годы.

Рассматривая процесс отступания ледника по зафиксированным периодам — с 1924 года по 1937 год — 84 м, с 1937 года по 1952 год — 75 м, с 1952 года по 1961 год — 85 м, замечаем, что в последнее десятилетие наблюдалось некоторое увеличение годовых темпов. В 1961—1962 годах сокращение ледника составило от 3 до 16 м. Минимальная цифра характеризует среднюю часть языка, наибольшая — левую часть чистого льда. Здесь в 1961 и в 1962 годах наблюдались крупные обвалы льда и формирование обширного грота. В средней части конец языка обрамлен шлейфом холмов донной морены до 4—6 м высотой и еще частично налегает на эти скопления.

По вопросу о более древних моренах ледника Маашей существует два мнения. Первый от ледника уже заросший кустарниками и лиственницами до 3—5 м моренный вал по М. В. Тронову (1948) представляет отложение 1850-х годов. Л. Н. Ивановский (1961) в уже приведенной выше схеме относит его к XVII веку.

Приледниковые участки боковых Маашейских ледников загромождены моренными отложениями различного возраста. Внешние участки сложены выветрившимися обломками, в большей или меньшей степени задернованными. Молодые отложения нередко надвинуты на более древние и частично перекрывают их.

В долине Лев. Маашейского ледника наиболее свежая крупная конечная морена, аналогичная моренам 1850-х годов у других ледников, лежит в 680 м от современного конца ледника. Ближе к леднику моренный материал в виде беспорядочного скопления каменных куч сосредоточен в левой части долины, а правая сторона днища лежит ниже на 20—25 м, выстлана ровным чехлом остроугольных камней. С 1952 года Лев. Маашей отступил на 20—25 м — очень мало по сравнению с другими ледниками. Потерянная им площадь незначительна, потому что сокращение произошло в основном за счет разрушения клинообразного выступа льда в средней части.

Ледник Куркурек имеет морену прошлого века на удалении 280 м и небольшой валик в 80 м от конца. По М. В. Тронову (1948), в 1937 году ледник был удален от большой морены на 200 м, а упомянутый валик распола-

гался у самого конца. Следовательно, с 1937 года ледник отступил на 80 м. Как установлено по аэрофотоснимкам 1952 года, за последнее десятилетие ледник отступил только на 18—20 м.

Ледники в истоках р.Ештык-коль. Оба ледника имеют высокие конечно-моренные валы средины XIX века. У западного такой вал удален от конца на 125 м, у восточного — на 430 м. Между этими валами и ледниковыми языками нет больше ясно представленных морен. Все это пространство завалено беспорядочными скоплениями обломочного материала. На западном леднике изменений в положении конца с 1952 года не отмечено, у восточного — прослеживается сокращение порядка 15—20 м.

Анализ изменения малых форм оледенения

В табл. 1 не охарактеризованы малые формы оледенения — мелкие каровые, висяче-каровые и висячие леднички, а рассмотрение их изменений заслуживает особого внимания.

Прежде всего необходимо заметить о трудностях установления более или менее конкретных сроков формирования у них конечно-моренного комплекса, поскольку до настоящего времени вопросам изучения колебаний малых ледников на Алтае не придавалось должного значения. Например, не было зафиксировано положение ни одного мелкого ледника ни в конце прошлого столетия, в период исследования горного Алтая В. В. Сапожниковым, ни в первой половине XX века. Более того, с большей или меньшей степенью детальности описаны крупные ледники, что же касается мелких, то на них только указывается в общих характеристиках отдельных бассейнов оледенения, или же просто они отмечаются в общих списках ледников, в каталогах. До сих пор не поставлен вопрос об определении возраста конечно-моренных отложений. Но, несмотря на все эти недостатки и затруднения, вполне очевидна необходимость анализа современного состояния малых форм оледенения, ибо малые ледники на Алтае не только преобладают по количеству, но и имеют более широкое территориальное распространение, чем ледники долинные.

Малые формы оледенения на Алтае существуют в самых разнообразных физико-географических условиях. В пределах горного узла Биш-Иирду они приурочены главным образом к склонам северной, восточной и западной экспозиций гребней и их отрогов. Очень мало таких ледников на склонах южной экспозиции. Концы малых ледников лежат близко к уровню снеговой линии, средней для данного участка хребта.

Малые ледники горного узла Биш-Иирду, как и ледники

долин, находятся в состоянии сокращения. При этом процесс отступания малых форм находит свое выражение не только в уменьшении размеров, в изменении соотношения площади питания и площади абляции, но и в качественном переходе ледников из одного состояния в другое, от одного типа к другому. Отмечен ряд ледников, ранее принадлежавших к типу висяче-каровых, теперь же сохранившихся только на крутых затененных стенах; имеет место превращение небольших каровых ледничков в массы пассивного льда, погребенного под слоем обломочного материала. Эти случаи перехода активно живших ледников в массу «захороненного» пассивного льда, или, иначе говоря, исчезновение ледников, ниже будут рассмотрены особо.

Нами исследовано 22 каровых и висяче-каровых ледника, кроме включенных в табл. 1, которые имеют хорошо выраженные свежие конечные морены, связанные с береговыми моренными валами и образующие замкнутые поля у концов ледников.

С внешней стороны эта система морен резко отграничивается от прилегающих участков долин не только характерными высокими крутыми валами, обычно перегораживающими всю долину или выход из кара, но и свежестью обломочного материала, полным отсутствием признаков задернованности. Моренный материал еще слабо уплотнен, наблюдаются разрывы и трещины в моренном чехле, просадки с талой водой характерного бирюзового цвета. Значительная высота морен свидетельствует о гораздо большей мощности ледников в прошлом по сравнению с современными плоскими концами ледников. Иногда перед маленьким слабым ледничком располагаются настолько грандиозные нагромождения морен, что это кажется несовместимым с настоящим видом ледника.

Внутренние пространства, окруженные крупными моренами, в большей или меньшей степени завалены скоплениями обломочного материала, в которых трудно выделить что-нибудь похожее на конечную морену. Это хаотически разбросанные холмики, грядки, кучи.

За пределами замкнутого комплекса молодых морен, особенно если ледник залегает в самостоятельной долинке, достаточно изолированно от крупного ледника располагается целая серия конечно-моренных холмов, гряд и валов, в различной степени выветрившихся и задернованных, но в целом настолько, что на их фоне молодые морены кажутся сложенными более темноцветными продуктами выветривания. В тех случаях, когда малые формы оледенения лежат по соседству со сравнительно крупными долинными или долинно-каровыми ледниками, более древние моренные поля располагаются не сразу за молодыми, а на значительном удалении.

В табл. 4 приведены сведения о фронтальном отступании и уменьшении размеров ледников. Величина отступания дается от внешнего края последних крупных морен, а площадь, освободившаяся от льда, определена по площади, ограниченной этими моренами и береговыми валами.

Анализ сокращения размеров ледников дает следующую картину: преобладают ледники, размеры которых уменьши-

Таблица 4

Таблица сокращений малых каровых и висяче-каровых ледников Биш-Ирду со средины прошлого столетия

№ ледника по каталогу	Уменьшение размеров ледника с последнего наступания по 1962 год		Площадь ледника в период последнего максимума, кв. м
	длина, м	площадь, кв. км	
1	2	3	4
8	145	0,09	0,32
9	235	0,02	0,09
10	220	0,08	0,27
14	530	0,07	0,13
16	300	0,06	0,21
17	170	0,08	0,38
18	200	0,11	0,86
19	450	0,10	0,30
20	430	0,06	0,21
21	510	0,12	0,42
22	380	0,10	0,20
28	520	0,28	0,48
31	560	0,14	0,21
32	200	0,05	0,15
36	590	0,09	0,39
37	300	0,07	0,52
43	310	0,09	0,39
81	490	0,20	0,52
82	285	0,25	0,87
83	260	0,06	0,21
86	540	0,12	0,19
95	170	0,07	0,27

лись по сравнению с последним максимумом от 25% до 35% — 11 ледников, 5 ледников сократились от 13% до 25%, 2 ледника — от 35% до 50% и 4 ледника — больше 50%. В среднем суммарное сокращение площади отмеченных лед-

ников составляет около 31%. Следует заметить, что за последнее десятилетие площади ледников почти не изменились или изменились настолько мало, что количественная оценка этих изменений весьма затруднительна. Между тем, внешние изменения есть — это увеличение засоренности их поверхности.

Особого внимания заслуживают два ледника — № 28 и № 86. Эти ледники во время последнего максимума представляли собою тип каровых ледников с хорошо выраженными язычками и односторонним питанием с крутой затененной стенки кара. В результате деградации нижнего поля они сохранились только на склоне стенки, не достигают дна кара. При этом существенно сократилась и заснеженность склона, о чем можно заключить из расположения валов береговых морен и остатков «захороненного» льда под склонами, ныне свободными от снежно-фирновых скоплений. Хотя вполне может быть, что пассивные массы под обнаженными склонами являются результатом концентрации сезонных твердых осадков и инфильтрационного типа льдообразования.

Близки к переходу в висячие и некоторые другие ледники, еще в той или иной степени заполняющие днища каров. К таковым могут быть отнесены № 36, 37, 83, 95. Особенно близки к типу висячих № 36 и № 37. Но темпы сокращения этих ледников до настоящего времени оставались медленными, поэтому вполне возможно, что они еще длительное время будут оставаться в переходном состоянии и при дальнейшем «ухудшении» климатических условий.

Характерно, что самое большое сокращение размеров в процентном отношении наблюдается у ледников площадью до 0,2 кв. км. Исключение составляет ледник № 28, но здесь мы имеем особый случай, когда разрушился не только язык отмеченного ледника, но и смежное ледяное поле на дне кара — результат более раннего распада ледника.

Сопоставление размеров деградации малых форм оледенения и крупных ледников долинного типа показывает, что первые претерпели значительно большие изменения своих размеров. Это наглядно видно из табл. 5.

Вопрос о возможном исчезновении некоторых малых ледников со времени последнего максимума в эволюции оледенения Алтая был поставлен еще М. В. Троновым (1949). Но им же было замечено, что таковых отметить не удалось, возможно, в связи со сравнительно непродолжительным периодом гляциологических исследований в этой ледниковой области, а также в связи с отсутствием повторного посещения большинства мелких ледников. Однако, согласно Тронову, в некоторых местах Алтая имеется много каров, целые ряды каров, из которых некоторые содержат остаточные леднички, другие — лишь остаточные обледенелые пятна, третьи являют-

Таблица 5

Сравнительная таблица сокращения площадей ледников горного узла Биш-Ирду

	В ср. из 31 ледн. долинного и долинно-карового типа	В ср. из 32 малых форм оледенения	По отдельным долинным ледникам										
			Мал. Актру	Б. Актру	Корумду	Б. Маашей	Лев. Маашей	Б. Абыл-оюк	Лев. Карагем	Прав. Карагем	Джело	Куркурек	Среднее из 10 ледников
Уменьшение площади ледников (в %) со середины XIX в.	9,3	29,6	5,8	1,7	4,0	?	6,5	3,3	3,1	6,9	4,8	4,5	4,5
То же с 1952 г.	0,6	около 1—1,5	1,3	0,4	0,7	0,3	0,1	0,5	0,8	1,0	0,3	0,3	0,57

ся совсем пустыми, лишь с моренами. Состояние многих каров с убедительностью говорит о том, что они недавно были заняты хотя бы небольшими ледничками. Об этом же пишет И. М. Мягков (1936), указывая, что особенно интересными в этом отношении являются моренные валы и подпруженные озера у небольших каровых ледников и моренные валы в карах, где в настоящее время совсем не имеется ледников и даже снежных пятен, но имеются моренные валы недавнего происхождения. На наличие пустых каров с молодыми конечно-моренными отложениями в Теректинском хребте указывается Л. Н. Ивановским (1957) и в Шапшальском хребте — Е. Д. Донченко (1962).

В горном узле Биш-Иирду нами обнаружено 8 каров, выход из которых перегорожен свежими моренами, а ниже располагается еще целая система конечно-моренных отложений более древнего возраста. Кары пусты или, в лучшем случае, имеют небольшие пятна остаточного льда, закрытого слоем обломочного материала. Эти кары приурочены к южной стороне Биш-Иирду (в истоках Кан-оюка, на бортах долины Абыл-оюка, в истоках Правого Карагема), только один лежит на северном склоне Передового хребта между восточным Ештык-кольским ледником и ледником Куркурек.

При посещении ледников Абыл-оюка в 1962 году на правом борту было обнаружено не 5 ледников, как указано в каталоге М. В. Тронова (1948), а только 4. Между ледниками № 19 и № 20 (по нашему каталогу) оказалось два пустых кара с небольшими пятнами снега на теневой стенке и остатками льда под плащом обломочного материала. Моренный комплекс в обоих карах совершенно аналогичен по степени свежести. В восточном каре еще в 1938 году был ледник, т. е. он исчез после 1938 года.

В истоках Кан-оюка М. В. Троновым отмечено 3 каровых ледничка. На аэрофотоснимках 1952 года обнаружено только два, а два кара к югу оказались пустыми (хотя, может быть, под слоем обломочного материала и имеется лед).

В остальных случаях исследователями не было отмечено ледников, но весь вид каров и наличие свежих морен с несомненностью указывают на следы весьма недавнего оледенения.

Следует отметить исчезновение снежника на правом борту долины Актру (над альплагерем). Этот снежник был зафиксирован М. В. Троновым во время его первого посещения истоков Актру (1936 год). Размеры снежника существенно сокращались к концу абляционного периода каждого года, но вновь и вновь восстанавливались за зиму вплоть до 1952 года. С 1952 года процесс сокращения заметно усилился, и к 1958 году, т. е. за 6 лет, снежник исчез полностью. Накапливающиеся теперь в каре твердые осадки успевают растаять в конце июля—начале августа, раньше, чем выпадают свежие.

Изложенные материалы о темпах сокращения ледников Биш-Ирду и изменениях площадей ледников позволяют сделать некоторые замечания обобщающего характера. Прежде всего остановимся на изменении темпов отступания ледников по различным зафиксированным периодам.

Как видно из табл. 6 и дополнительных характеристик ряда долинных и долинно-каровых ледников, сокращение длины ледников с половины прошлого столетия изменяется от 220 м до 930 м. Это означает, что темпы ежегодного отступания разных ледников в целом за этот многолетний период колеблются от 2 м до 8,4 м. Но эти цифры оказываются весьма осредненными, хотя и единственными для боль-

Таблица 6

Темпы отступания некоторых ледников Биш-Ирду по отдельным периодам

Ледник	Период (годы)		Величина отступания в м	
			общая	за год
Джело	1850-е	—1936	745	8,6
	1936	—1952	108	6,7
	1952	—1962	63—65	6,4
Левый Карагемский	1850-е	—1938	375	4,2
	1938	—1954	75	4,9
	1954	—1962	140	17,5
Прав. Карагемский	1850-е	—1952	570	8,7
	1952	—1962	80	8,0
Б. Абыл-оюкский	1850-е	—1954	545	5,5
	1954	—1962	68	8,5
Малый Актру	1850-е	—1911	290	4,8
	1911	—1952	149	3,6
	1952	—1962	74	7,4
Корумду	1850-е	—1936	240	2,9
	1936	—1952	87	5,4
	1952	—1962	78	7,8
Б. Маашейский	1924	—1952	159	5,7
	1952	—1962	85	8,5

шинства ледников. Для наиболее крупных ледников имеются дополнительные сведения о величине их отступания в некото-

рые промежуточные отрезки времени и за последнее десятилетие, что позволяет несколько конкретнее оценить темпы уменьшения длины ледников. Эти данные представлены в таблице ниже.

Анализ темпов отступания долинных ледников показывает, что в различные отрезки времени скорость отступания весьма изменчива. Однако на этом фоне вполне отчетливо видно, что большинство ледников долинного и долинно-карового типа имеет тенденцию увеличения скорости отступания в последнем десятилетии. Конечно, сама величина сравниваемых отрезков времени является неравноценной: одни больше, другие меньше. Это, в известной степени, может исказить представление о среднегодовых темпах отступания. Тем более, что у ряда ледников до 1952 года отложено несколько конечных морен, свидетельствующих о существенных отклонениях от «нормального» режима ледников в регрессивной фазе и, в частности, в величине годовых темпов отступания. Количество и возраст конечных морен у главных ледников Биш-Иирду показаны в табл. 7.

Последнее десятилетие не отмечено формированием конечных морен, поэтому здесь процесс регрессии выступает как бы в своем «чистом» виде, не будучи осложненным задержками и остановками.

Несколько иная картина наблюдается в отступании малых форм оледенения, которые за последнее десятилетие не испытали сколько-либо заметных изменений. Это особенно наглядно видно из оценки уменьшения их площади (табл. 5).

Выводы

1. В горном узле Биш-Иирду наличие морен средины XIX века сомнений не вызывает. Конкретизация и подразделение этих морен на осцилляции 1820-х и 1850-х годов представляется возможной только в единичных случаях у крупных долинных ледников. У большинства крупных и тем более у средних и малых ледников морена средины XIX века представлена одним, обычно крупным валом, связанным с одновозрастными высокими береговыми моренами.

2. Точные даты формирования осцилляционных морен XIX века (1820-е и 1850-е годы) установлены только для одного ледника — Катунского. На другие ледники эти даты переносятся с известным приближением, по аналогии. Но как показывают исследования, даже в пределах одного горного узла нет полной аналогии в режиме и колебаниях ледников. Отложение близкой по возрасту морены у ледников разных по типу или залегающих в различных условиях может быть растянуто на 1—2 десятилетия (от образования морены у одного ледника до образования близкой по возрасту морены

у другого ледника), у других же она может совсем выпадать, что особенно характерно для морен XX века.

3. Со средины XIX века оледенение Биш-Иирду находится в регрессивной фазе. Но эта общая черта для разных ледников имеет ряд своих особенностей, проявляющихся в различии темпов и режима отступания. На общем фоне регрессивной фазы наблюдаются различные темпы отступания как у разных ледников, так и изменения темпов отступания у одного и того же ледника от одного периода к другому. Кроме того, современная регрессивная фаза осложнена рядом задержек в отступании, которые зафиксированы образованием конечных морен.

Таблица 7

Схема соотношения конечных морен XIX и XX вв. у ледников горного узла Биш-Иирду

Возраст морен (осцилляции)	Номера морен от ледника											
	М. Актру	Прав. Актру	Ян-Карасу	Корумду	Б. Маашей	Лев. Маашей	Б. Абыл-оюк	Ср. Абыл-оюк	Университетский	Лев. Карагем	Прав. Карагем	Джело
Конец 1940-х гг.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	I	—	—
Средина 1940-х гг.	—	—	—	—	I	—	—	—	—	—	—	—
Начало 1940-х гг.	—	—	—	—	—	—	I	—	—	—	—	I
Начало 1930-х гг.	—	—	—	I*	—	—	—	—	—	—	—	—
Конец 1920-х гг.	—	—	—	—	II	—	—	—	—	II?	—	—
1909—1914 гг.	I	—	—	I**	—	—	II	—	I	III?	—	—
Средина XIX в.	II*	I	I*	II	—	I*	III	I	II	IV	I	II

Примечание: * — внутренний вал
** — внешний вал

3. По характеру отступания ледники Биш-Иирду могут быть разделены на 2 основные группы:

а) долинные ледники и близкие к ним долинно-каровые;

б) небольшие долинно-каровые, каровые и другие мелкие леднички.

Особенностью первых является: 1) наличие молодых морен (XX века) на пространстве между мореной средины XIX века и современным положением конца ледника; 2) увеличение (в крайнем случае сохранение) темпов отступания в последнем десятилетии по сравнению со средними темпами за весь предыдущий период. Вторая группа ледников характеризуется следующим: 1) пространство между мореной сре-

дины XIX века и концом ледника заполнено более или менее обильными беспорядочными скоплениями обломочного материала; 2) изменения за последнее десятилетие весьма незначительны.

4. С начала современной регрессивной фазы площадь долинных ледников в процентном отношении сократилась в 3 с лишним раза меньше по сравнению с сократившейся площадью малых форм оледенения.

5. По времени образования морены XX века у разных ледников не совпадают. Отмечены осцилляции 1909—1914 годов, конца 1920-х годов, начала 1930-х годов, начала, средины и конца 1940-х годов. Осцилляционная морена 1909—1914 годов имеется у нескольких ледников, а остальные наблюдаются только по одному разу (табл. 6). Эта неодновременность в отложении морен должна быть поставлена в связь с особенностями режима ледников. Некоторая общность морены 1909—1914 годов объясняется, вероятно, тем, что эта дата приближенно переносится на другие ледники с ледника Мал. Актру, у которого сформировалась небольшая морена именно в этом промежутке времени. В действительности же период формирования аналогичной морены у других ледников может быть сдвинут в ту или иную сторону.

6. В отступании ледников, язык которых разделяется на чистую и закрытую моренами части (М. Актру, Ян-Карасу, Корумду, Прав. Карагемский и др.), наблюдается следующая особенность: части языка, не закрытые мореной, сокращаются быстрее по сравнению с засоренными.

7. Важной особенностью малых форм оледенения в современной регрессивной фазе является двойственность их поведения: то повышенная, то пониженная чувствительность к изменениям климата. Это наглядно иллюстрируется общим большим (почти 30%) сокращением их размеров со средины XIX века и незначительными изменениями (около 1%) за последнее десятилетие. Другой особенностью их является, с одной стороны, случаи полного исчезновения ряда ледников и, с другой стороны, продолжительная устойчивость других ледников.

8. Замедление процесса сокращения малых форм оледенения в последнем десятилетии по сравнению со средними темпами за предыдущий период, возможно, служит указанием и на то, что они достигли некоторого равновесия с современным состоянием климата. Не противоречит этому, вероятно, и некоторое увеличение скорости отступания ледников долинных. Последние могут рассматриваться как больше отставшие от изменений климата и теперь стремящиеся ликвидировать это отставание.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дончeнко Е. Д. Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, 1962.
2. Ивановский Л. Н. Новые данные по современному и древнему оледенению Теректинского хребта на Алтае. Тр. ТГУ, т. 147, 1957.
3. Ивановский Л. Н. Некоторые вопросы динамики ледников на Алтае. Известия ВГО, т. 93, 1961.
4. Мягков И. М. Морены ледников Белухи. Вестник Западно-Сибирского геологич. треста, вып. 1—2, 1936.
5. Сапожников В. В. Новые ледники Чуйских белков. Предварительное сообщение о путешествии в Алтай 1898 г. Известия РГО, т. 35, 1899.
6. Тронов М. В. Современное оледенение Алтая. Тр. ТГУ, т. 105, 1948.
7. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Географгиз, 1949.

П. А. ОКИШЕВ

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ДЕГРАДАЦИИ ЛЕДНИКА БОЛЬШОЙ АКТРУ

Первые сведения о леднике Большой Актру появляются в литературе в связи с поездками в Центральный Алтай профессора Томского университета В. В. Сапожникова в 1898 году. Но он приводит только самые общие замечания о леднике.

Впервые обстоятельное описание особенностей ледника Б. Актру дано М. В. Троновым (1949), обследовавшим его в 1936—1940 годах. С этого периода начинаются более или менее систематические посещения ледников в истоках Актру. Особенно большое внимание им было уделено во время выполнения гляциологических исследований по программе МГГ (1957—1959). Разносторонние наблюдения на ледниках Актру ежегодно продолжаются и по окончании МГГ.

Ледник Б. Актру питается снегами наиболее высоких гребней горного узла Биш-Иирду, замкнуто окружающих бассейн и оставляющих открытой лишь часть восточной стороны. Высота гребней колеблется около 3600—3800 м. Фирновый бассейн, а также и ледниковый язык в пределах верхней высотной ступени разделены срединным гребнем высотой в 3500—3700 м. При спуске в нижнюю долину (или к нижней ступени ледникового поля) этот срединный гребень резко обрывается, а ледниковые языки обоих потоков (левого и правого), устремляясь к средине теперь уже одной общей долины, поворачиваются друг к другу почти под прямым углом. Но в заполнении этого участка долины роль левого и правого потоков не равноценна. Наиболее низко спускается язык правого потока (ледника), представляющий конец ледника Б. Актру на высоте 2420 м. Язык левого потока оканчивается на высоте 2480 м, едва только коснувшись края нижнего поля правого ледника.

В описании Б. Актру М. В. Тронов (1949, стр. 133) отмечает, что «ледник состоит из двух потоков , почти самостоятельных и лишь слабо соединенных в нижнем ледниковом поле». Далее, при характеристике левого потока, он указывает: «Внизу ледопад растекается спокойной поверхностью и обра-

зует короткий плоский язык, примыкающий правой стороной к массам льда правого потока ледника Актру». Таким образом, в конце 1930-х — начале 1940-х годов массы льда обоих потоков имели некоторую связь, чем оправдывалось их обозначение под общим названием — Большой Актру.

На аэрофотоснимках залета 1952 года отчетливо видно при стереоскопическом рассматривании и даже невооруженным глазом если не активное слияние, то, по крайней мере, тесное примыкание всей правой половины конца левого потока (Левого Актру) к крупной морене, лежащей между языками Лев. и Прав. Актру (левого и правого потоков Б. Актру). Эта морена представляет особый интерес.

У подножья срединного гребня, уже на дне нижней долины, сконцентрированы большие массы моренного материала. Приблизительно в средней части этих накоплений поднимается округлый моренный холм, имеющий относительное превышение над поверхностью прилегающих участков языков обоих потоков до 70 м. От основания холма на восток отходит моренная гряда в 600 м длиной с ледяным ядром. Высота морены снижается вниз по долине. Снижается и ее относительное поднятие над поверхностью примыкающего справа нижнего поля Правого Актру, изменяясь от 25 м в начале до нескольких метров в приконцевой части. Ширина морены несколько увеличивается к концу, но нигде не превосходит 100 м. На северном склоне морены ниже приконцевой площадки Лев. Актру ледяное ядро обнажается в виде 100-метровой очень крутой ледяной стенки в 51 м высоты. У подножья стенки протекает бурный мутный поток, ниже и выше этого участка скрытый под льдом. Этот поток, в результате выноса значительной части обломочного материала, скатывающегося к подножью стенки, а также механического эродирования последней, способствует ускорению бокового отступания моренной гряды.

На вершине морены, сначала вдоль ее оси, а затем отклоняясь к левому краю, проходит «линия разлома», с поверхности выраженная разрывом сплошности моренного покрова и цепочками небольших просадочных микроформ (термокарста). В приконцевой части моренной гряды на контакте ее с «рыжей мореной» Правого Актру тоже имеются формы протаивания, но гораздо больших размеров. Толщина моренного чехла непостоянна и изменяется от нескольких см до 1 м. Особенно маломощен покров крутых северных склонов. На поверхности морены слева от линии «разлома» наблюдаются пятна разреженной и низкорослой травянистой растительности, а в приконцевой половине моренной гряды встречаются и кустарники — карликовая ива.

В какой же связи находится данная моренная гряда с ледниковыми языками обоих потоков?

Конец языка Левого Актру (лев, потока) соприкасается с ней только посредством узкой ледяной перемычки у самого правого края. Ледяная перемычка имеет видимую мощность всего 5—6 м, закрыта слоем обломочного материала, а гребень моренной гряды поднимается над ее поверхностью почти на 20 м. От перемычки в сторону левого края ледникового языка между концом левого потока и мореной располагается сравнительно ровная площадка треугольной формы. Площадка слабо наклонена на северо-восток, с поверхности выполнена обломочным материалом, под слоем которого лежит лед. Какова толщина льда — ответить трудно (по крайней мере, больше длины ледового бура). Максимальная ширина площадки достигает 36 м.

Линия конца ледникового языка большей частью выражена резко, небольшим ледяным обрывом, в некоторых же местах неясна из-за скопления обломочного материала, поступающего с ледника.

В 1962 году были поставлены специальные наблюдения для выяснения вопроса — подвижен ли лед, лежащий в пределах площадки между Лев. Актру и моренной грядой? За 46-дневный период не обнаружено никаких смещений в реечном створе, что позволяет отрицательно ответить на поставленный вопрос. Это означает: массы льда современного языка Лев. Актру наползают на какую-то часть (блок) придонного льда, не вовлекая последний в движение (рис. 1).

Несравненно теснее связь моренной гряды с языком Правого Актру. Последний подходит к морене под углом градусов в 35, как бы упирается в нее и затем поворачивает в направлении, почти параллельном морене. Граница контактирования языка и моренной гряды подчеркнута на поверхности сначала руслом наледникового потока, а потом цепочкой форм термокарста. Наблюдения за движением ледяного ядра моренной гряды показали, что в верхней (по долине) ее половине лед находится в неподвижном состоянии, а в нижней (приконцевой) половине движение обнаружено только в правой части. Эта граница подвижного и неподвижного льда моренной гряды выражена в рельефе более низким гипсометрическим уровнем поверхности первой, однако без резкого перелома. Увеличение скорости движения льда прослеживается в сторону нижнего поля языка Прав. Актру.

До настоящего времени не было высказано определенного мнения о возрасте описанной выше моренной гряды и ее роли в колебаниях современных ледниковых потоков. Вот что говорит о ней М. В. Тронов (1949, стр. 136): «Морены правой стороны левого ледника появляются только на спуске в нижнюю долину. Внизу к этой морене присоединяется материал, выносимый левым ответвлением правого потока. В результате загромождено как место соединения указанных ответвлений,

так и место слияния правого и левого потоков, так что трудно сказать, насколько прочным является соединение потоков ледника Актру... Это срединное моренное нагромождение в дальнейшем, при выклинивании левого конца, превращается в морену левой стороны ледника, скрывающую под собой еще массы льда».

Интересно привести замечание В. В. Сапожникова о состоянии ледников в 1898 году (1912): «В западном истоке, более значительном, с нескольких снежных вершин спускаются четыре ледника, сходящиеся своими концами. Снизу они окаймлены общими конечными моренами, на которых еще есть группа деревьев». Что касается последнего замечания

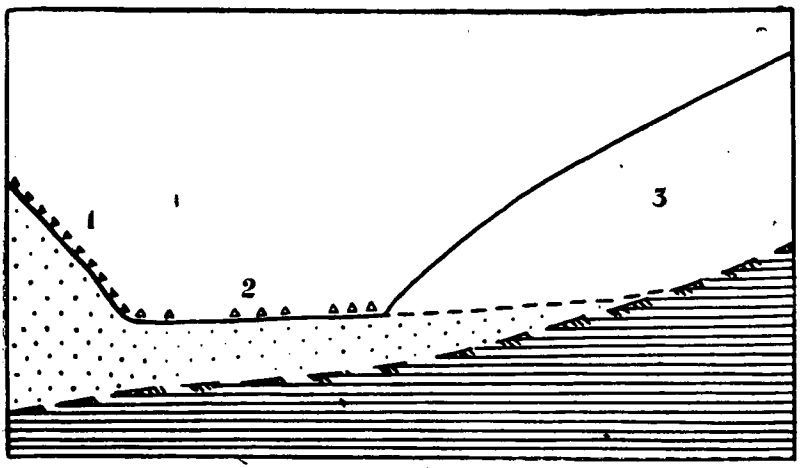


Рис. 1. Схема отделения ледника Лев. Актру.

(о моренах), то оно не совсем верно. Сапожников указал только на наличие нижних по долине древних морен, ибо более молодые морены (XVII века, 1820-х и 1850-х годов) снизу не просматриваются, а наверх (по его признанию) он не поднимался. Но первая часть цитаты и анализ общей морфологии участка долины, занятого нижним ледниковым полем, помогает произвести реконструкцию ледников для 1850-х годов (рис. 2) и проследить особенности в характере отступания левого и правого потоков.

Отмеченные выше особенности моренной гряды позволяют считать ее срединным образованием ледников более раннего периода. Вероятнее всего — это срединная морена более мощного и ниже спускавшегося ледника половины прошлого столетия. Ныне она частично превратилась в левую боковую мо-

рену Правого Актру, а большей частью стала мертвым льдом, погребенным под слоем обломочного материала.

Основными характерными чертами современного состояния этой морены являются:

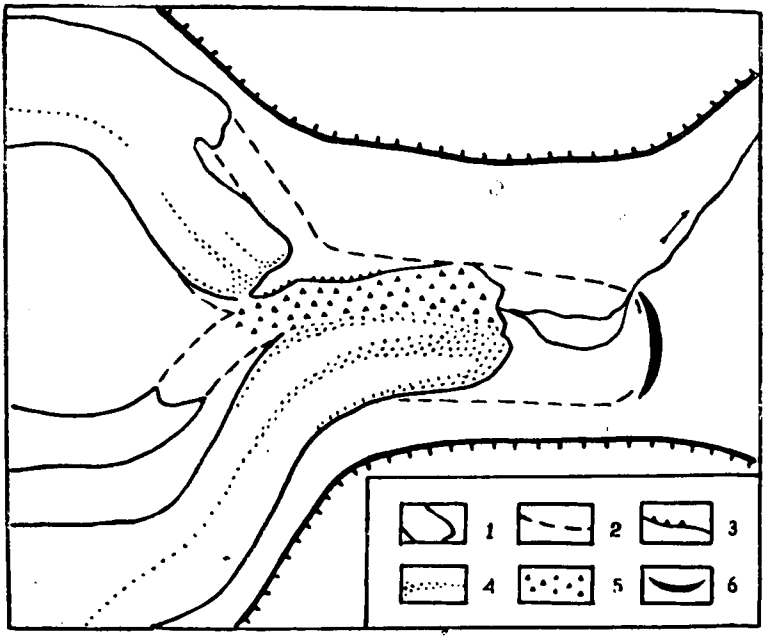


Рис. 2. Схема реконструкции ледника Б. Актру.

1. Оторванность ее от ледника Лев. Актру и отсутствие бокового напора на нее со стороны последнего.

2. Оторванность от склона береговых морен (обычно же боковые морены примыкают к береговым).

3. Формирование на внешней стороне морены крупных ледяных стенок.

4. Ослабленная связь с языком Правого Актру.

5. Как следствие из пунктов 3 и 4 — большая возможность движения.

Непосредственной или активной связи ледяных масс Правого и Левого Актру при их современном состоянии не наблюдается. Они разделены более «древней» пассивной моренной грядой, а также приконцевой площадкой между мореной и левым ледником. Следовательно, общее название — Б. Актру не соответствует обозначению двух ледников, имеющих самостоятельные бассейны питания и ледниковые языки. Вернее будет говорить о Правом Актру (южном) и Левом Актру (северном).

Регрессивная фаза оледенения сопровождается не только общим сокращением площади, ликвидацией некоторых ледников, но и существенными изменениями ледниковых форм, обогащением оледенения новыми типами, разнообразием вариаций каждого типа, наконец, приобретением таких признаков, которые могут быть свойственны только деградирующим глетчерам. На примере ледников Средней Азии С. В. Калесник (1937) выделяет 11 таких признаков. Здесь мы их не перечисляем, учитывая осведомленность читателя. Некоторые из них оказываются присущими и деградирующему оледенению Алтая. Но алтайское оледенение дает материалы для выделения ряда дополнительных признаков, проанализированных М. В. Троновым в работе «Вопросы связи между климатом и оледенением» (1956). Разнообразие формы современной регрессивной фазы оледенения Алтая позволило М. В. Тронову не только отметить характерные черты или отличительные признаки деградации, но и выделить общие, в смысле направленности изменений, этапы или ступени сокращения ледников, а именно:

1. Сокращение долинных ледников вплоть до склонов главных хребтов с последовательным отщеплением боковых потоков.
2. Распад главных ледников, уход ледников на склоны.
3. Сокращение ледников внутри каров.

Каждая из этих ступеней может быть вполне явственно наблюдаема на территории Алтая, среди большого разнообразия его ледниковых форм.

Описанное выше состояние ледника Б. Актру убедительно свидетельствует о переходе его во второй этап деградации. Прежде единый ледник, формировавшийся из двух потоков и дававший общий ледниковый язык, и разделившиеся теперь потоки — это две существенно различные формы горного оледенения. В этом смысле процесс разобщения ледниковых потоков Б. Актру выступает как основной процесс современной деградации ледника, как процесс, положивший начало новой, более глубокой ступени регрессии.

Главной областью или зоной деградации ледника в настоящее время является участок долины, вмещающий нижние поля языков Левого и Правого Актру. Именно здесь сосредоточены наиболее очевидные признаки регрессии, такие как:

— отрыв языка Лев. Актру от прежде общего с Правым ледяного поля,

— превращение бывшей срединной морены обоих потоков в боковую морену Правого Актру,

— элементы превращения этой морены в массу пассивного льда и разрушение ее,

— одностороннее (в правой половине) положение ледникового поля на дне долины,

— ослабление связи ледникового поля с моренными накоплениями в левой части долины,

— уменьшение мощности ледниковых языков и сокращение их.

На левом потоке ледника признаки деградации отмечаются уже и на верхней ступени языка. В частности, наблюдается заметное отступание левой части потока от скал над «ишачьим подъемом» и от левого борта долины. Поверхность ледникового языка асимметрично наклонена в левую сторону.

На верхнюю ступень Правого Актру признаки регрессии еще не распространились, хотя он и залегает на одном уровне с Левым.

Современное состояние ледника Б. Актру является следствием всего предшествовавшего периода современной регрессивной фазы. Разделение его в настоящее время приобретает то особое значение, что позволяет наблюдать процесс перехода из одной формы горного оледенения в другую, качественно иную форму, процесс перехода от одного этапа регрессии оледенения к другому, более глубокому. Разделение ледника Б. Актру дает пример возможности превращения срединной морены сначала в боковую морену одного из потоков, а затем ослабления связи с этим последним и превращения в массу пассивного или «мертвого» льда.

В основе неравномерной деградации ледниковых потоков Б. Актру лежит неодинаковая их устойчивость. В данном случае менее устойчивым оказался левый, большой по площади поток. Большие размеры потока, по-видимому, не соответствуют современным ороклиматическим условиям. Положение бассейна Лев. Актру внутри горного узла Биш-Иирду и загороженность гребнями почти со всех сторон оказывается неблагоприятным в смысле количества выпадающих там осадков. По измерениям мощности фирновых слоев, величина аккумулируемых твердых осадков в фирновом бассейне Правого Актру на 20% больше.

ЛИТЕРАТУРА

Сапожников В. В. Пути по Русскому Алтаю. Томск, 1912.
Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Географгиз, 1949.

Томский государственный университет,
кафедра общей географии.

Л. Б. ТРОНОВА

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЛЕТНИХ СЕЗОНОВ 1960—1962 гг. В ВЕРХНЕЙ ДОЛИНЕ АКТРУ

Регулярные метеорологические наблюдения в верхней долине Актру ведутся с 1957 года. Станция Актру Нижняя выполняет основную программу наблюдений в течение летних 4—4,5 месяцев, но в 1958—1961 годы сокращенные наблюдения проводились весь год. Станция Верхняя Актру (на леднике) работала только в 1957—1959 годах в среднем по два месяца в сезон.

Расположение станций Нижняя и Верхняя Актру и перечень приборов, при помощи которых производились наблюдения, описаны в статье М. В. Тронова и И. Я. Олейника в сборнике «Гляциология Алтая», вып. I. Характеристика метеорологических условий летних сезонов 1957—1959 годов приводится в статьях К. И. Поповой и В. А. Брок в таких же сборниках № 1, 2, 3 (1960, 1962). Материалы метеорологических наблюдений за 1957—1959 годы в трех томах представлены в Мировой центр данных в Москву. Общая характеристика климатических условий бассейна Актру дается в статье трех авторов в этом же (четвертом) сборнике.

В настоящей статье нами будут рассмотрены в основном метеорологические условия летних сезонов 1960, 1961 и 1962 годов в верхней долине Актру. Эти три года наблюдений дали очень много нового для выяснения и понимания особенностей летних метеорологических условий в ледниковом бассейне Актру и их влияния на режим ледников.

Чтобы лучше представить общую картину погодных летних условий в верхней долине Актру, приведем сначала сводную таблицу основных метеорологических элементов за месяцы июнь — сентябрь по шестилетним (1957—1962) наблюдениям станции Нижняя Актру (табл. 1).

Чтобы подчеркнуть весьма неодинаковое воздействие отдельных летних сезонов на состояние ледников, в таблице приведены также значения самого яркого в этом отношении показателя величины абляции одного из ледников.

Из этой таблицы можно сделать вывод, что температурные условия середины летнего сезона отличаются большой устойчивостью. Средняя июльская температура за отдельные годы

Таблица 1

Метеорологические элементы на станции Нижняя Актру за 1957—1962 гг.

№ п/п	Метеорологические элементы	1957	1958	1959	1960	1961	1962	Ср. 6 лет
1	Среднемесяч. темп. возд., VI		5,0°	8,2°	7,1°	7,6°	9,6°	7,5°
2	Среднемесяч. темп. возд., VII	9,0°	9,3	10,3	9,1	10,2	9,7	9,6
3	Среднемесяч. темп. возд., VIII	6,4	8,4	8,1	7,5	7,5	9,7	7,9
4	Среднемесяч. темп. с 1 по 20/IX	4,0	5,2	7,3	4,8	5,3	7,7	5,7
5	Средн. темп. за 4 месяца	6,5	7,2	8,7	7,1	7,6	9,2	7,7
6	Сумма радиации с 1/VII по 20/IX, *ккал/см²*	22,5	27,5	33,9	23,4	23,6	29,8	26,6
7	Сумма осадков, *мм*	371	512	339	321	307	223	342,5
8	Число дней с относит. влажностью 30 и меньше процентов	10	1	27	1	13	11	10,5
9	Абляция на леднике Малый Актру, *см*	410	320	615	316	362	624	441

отличается между собой не более, чем на 1,3°, а от средней за 6 лет — не более 0,7°. Гораздо меньшим постоянством характеризуются начало и конец лета. Самый теплый и самый холодный июнь имели соответственно температуры в 9,6° и 5,0°; это очень большая разница. На меньшую, но также значительную величину (до 2,5°) могут отличаться и средние температуры, взятые за весь сезон. Сама по себе эта цифра кажется не очень значительной, но она составляет разницу сумм температур в 300°, а это соответствует слою абляции льда в 1,5—2 м.

Очень важно сравнение сумм солнечной радиации, которые приведены за 2,5 месяца. Наибольшая разница достигает 11,4 кал/см². Она может соответствовать различию абляции ледников в 80 см, так как альбедо тающего льда в это время года невелико (порядка 20—25%). Суммы осадков в большинстве случаев (4 сезона из 6) кажутся сравнительно устойчивыми, но зато резко выделяются 2 сезона — 1958 и 1962 годы, один по очень большому, другой по очень малому количеству осадков. Можно сделать предположение, что вообще бассейну Актру свойственны сравнительно редкие, но сильные нарушения средней нормы увлажненности; нужен, очевидно, более длительный период наблюдений.

Наконец, примером совсем неустойчивого показателя является число дней, когда влажность снижается до 30 и менее процентов. Очевидно, что подобных «крайних» показателей можно подыскать много. В некоторых случаях они могут оказывать существенное влияние на режим ледников.

В дополнение к этим табличным данным укажем еще на некоторые общие черты метеорологического режима в бассейне Актру. Отдельные типы погоды в основном одинаковы за все годы. Довольно обычна «хорошая» теплая погода с дневными максимумами температуры в 18—20° и с конвективной облачностью. Однако гораздо реже бывают совершенно ясные безоблачные дни. Таким дням противопоставляются периоды ненастья с пониженным фоном температуры и с выпадением снега на сравнительно низких уровнях 2500—2700 м и еще ниже на ледниках. Очень часто погода меняется даже в течение одного дня. Выделяются отдельные типы погоды, которые можно назвать особыми, хотя бы по причине их сильного воздействия на состояние ледников. Это, во-первых, «фёновая» погода с повышением температуры на самых высоких уровнях и резкое похолодание, когда ненастье завершается снежным покровом, прекращающим таяние ледников.

Отметить такие типы погоды с их основными признаками можно в течение одного летнего сезона. Однако повторяемость их в разные годы оказывается весьма различной, обусловленная неодинаковостью суммарных сезонных показателей. Особенно могут меняться, как это показано и данной табли-

цей, начало и конец летнего сезона. А отсюда вытекает большая изменчивость гляциоклиматических показателей, именно фактическая продолжительность абляционного периода: 80 дней в 1958 году, 115 дней в 1962 году.

В результате же суммарного действия всего сезонного чередования погод возникают чрезвычайно большие, до двухкратных, различия в величине абляции ледников: 320—316 см в 1958, 1960 годах, 615 и 624 см в 1959 и 1962 годах на леднике Малый Актру.

Приведенные сравнительные табличные данные нужны для общей оценки сезонов 1960—1962 годов. Но чтобы такую оценку сблизить с объяснением действительного режима ледников, необходимо более детально проследить за ходом метеорологических элементов за каждый отдельный сезон.

Метеорологические условия летнего сезона 1960 года

Как видно из общей табл. 1, сезон 1960 года является сравнительно холодным, но без резкого снижения температур за отдельные месяцы.

Суммы солнечной радиации близки к средним за 6 лет, максимальная сумма радиации приходится на июль месяц. Общая продолжительность солнечного сияния выше средней за 6 лет.

Количество осадков за летний период не увеличено, близко к средней за 6 лет. Максимум осадков падает на июнь месяц (116,7 мм), меньше всего их было в июле и за 20 дней сентября.

Абляционный период укорочен, но не самый короткий из всех лет, в 1957, 1958 и 1961 годах он был меньше. Однако величина абляции была очень малой, и река Актру была маловодной, расход воды между месяцами распределялся почти равномерно. Причина этого будет рассматриваться ниже.

Для более детальной характеристики летнего сезона 1960 года приведем дополнительную таблицу некоторых метеорологических показателей (табл. 2).

Средние максимальные и минимальные температуры воздуха, показанные в таблице, близки к средним за шестилетний период. Это относится, следовательно, и к величинам амплитуды суточного хода температуры, которые получены как разность первых двух величин и составляют около 10° или несколько больше и распределяются по месяцам в летний период равномерно. Из абсолютных максимумов и минимумов температуры выделяется только минимум в —7,2° в июне (в самом начале месяца). Максимум же температуры порядка 22° надо считать вообще характерным для летних месяцев в долине Актру.

Температура воздуха в 13 часов не очень колеблется от

месяца к месяцу и близка к средней. Июль в этом отношении не выделяется. Число дней с температурой больше 5° составляет такое же, как среднее за 6 лет. Межсуточная изменчивость в этом году составляет 1,7°. Сравнительно малая ее величина объясняется, по-видимому, затруднительностью адвекции холодных воздушных масс воздуха на высокий уровень расположения станции. Тем не менее погоду в верхнем бассейне Актру, в частности в летний сезон 1960 г., никак нельзя считать устойчивой.

Таблица 2

Некоторые метеорологические данные по станции Нижняя Актру с 1/VI по 20/IX 1960 г.

№ п/п	Метеорологические элементы	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Средние за сезон
1	Средний максимум темп. возд.	12,4°	14,2°	13,8°	11,2°	12,9°
2	Средний минимум темп. возд.	2,3	3,9	2,9	—0,2	2,2
3	Абсолютный максимум темп.	22,8	21,7	22,1	15,5	20,5
4	Абсолютный минимум темп.	—7,2	—0,1	—4,4	—5,0	—4,2
5	Число дней с темп. больше 5°	18	31	25	10	84
6	Межсуточная изменчивость темп.	2,2°	1,6°	1,5°	1,6°	1,7°
7	Сумма осадков, мм	116,7	61,7	99,7	40,1	318,2
8	Суммарная радиация, ккал/см²	8,7	8,8	8,7	5,8	31,9
9	Число ясных дней	8	3	8	5	24
10	Число пасмурных дней	6	7	8	2	23
11	Число дней с фёнами	4	5	2	2	13

Влажность воздуха за летний сезон 1960 года редко понижалась до очень малых значений, даже в 13 часов. В 1960 году относительная влажность меньше 30% была только один день (7 июля). Влажность до 35% — чаще, но все равно мало случаев. Это значит, что сравнительно редко возникали типичные фёновые явления, в летний период 1960 года их зарегистрировано только 13 случаев. Можно отметить примерно еще 9 дней с менее характерными сочетаниями различных признаков фёновых процессов.

Скорость ветра в среднем составляет 1,5 м/сек, распределение по месяцам более или менее равномерное, с увеличением до 2,0 м/сек в сентябре, в остальные месяцы — близка к средней за период. Преобладающее направление ветров в летние месяцы было юго-западное и юго-юго-западное, т. е. сверху по долине. Повторяемость таких ветров составляет 43%, а по долине снизу — только 20 процентов.

Количество осадков и облачность в целом близки к средним за 6 лет и в то же время меньше, чем в 1958 г., но боль-

ше, чем в 1962 году; средняя облачность в долях единицы распределяется не совсем равномерно в периоде: в июне и августе она близка к средней (0,48), в июле увеличена до 0,61, а в сентябре уменьшается до 0,3. Число ясных дней в период с 15/VI по 15/IX в 1960 году составляет 24. Эта цифра особенно не выделяется среди шестилетних данных. Число пасмурных дней за период было 23.

Приведем еще графики последовательного в течение сезона хода некоторых метеорологических элементов, которые позволяют проследить изменение погод за сезон (рис. 1 и 2).

Из графиков следует, что самая теплая декада за период по температурному режиму выделяется не в середине лета, а скорее в начале — это последняя декада июня, с 21 по 30. Максимум температуры доходил до 23°, минимальная температура 9,0°, средняя температура этой декады была 15,0°, ход средней температуры в декаде ровный, без особенно резких скачков. Этой декадой как бы компенсировалось длительное предшествующее холодное ненастье с резкими отрицательными минимумами температуры, которое в особенности отмечено интенсивными осадками и большим снегопадом 12 июня.

Сравнительно теплая погода распространилась и на первую декаду июля. Затем наступил длительный, примерно 2,5 декады, период ненастья, который должен считаться главной особенностью сезона 1960 года.

Отклонением от обычного температурного режима летнего сезона явилось именно то, что, вопреки обычным нормам, самая середина лета в этом году была холодной. Средняя температура за этот период отличается от нормы на 2°.

Еще более бросается в глаза, что в период с 11 июля по 4 августа были почти ежедневные малые осадки. На это надо обратить особое внимание. Обстановка погоды была такова: каждый день и даже по нескольку раз в день «наваливались» тучки из-за гребня над ледниками Большого Актру к Малому Актру, но они только краем задевали нижнюю станцию. На ледниках выпадали осадки, а на станции они были почти неизмеримыми. Из этого можно сделать вывод, что станция Нижняя Актру в этом году была нерепрезентативной по отношению к рядом лежащим районам залегания ледников. Осадков на ледниках выпало в несколько раз больше; кроме того, над ледниками почти не было ясного неба.

Последние две декады августа ознаменовались обычной хорошей погодой. Но в конце месяца (с 25 числа) возникло резкое снижение температуры со снегопадами, аналогичное 1957 году, и это явилось причиной раннего прекращения абляционного периода. В сентябре было много ясных дней, но без большого повышения температуры.

Если условно выделить три типа погоды — ясной, переменной и ненастной, то можно отметить, что летний период

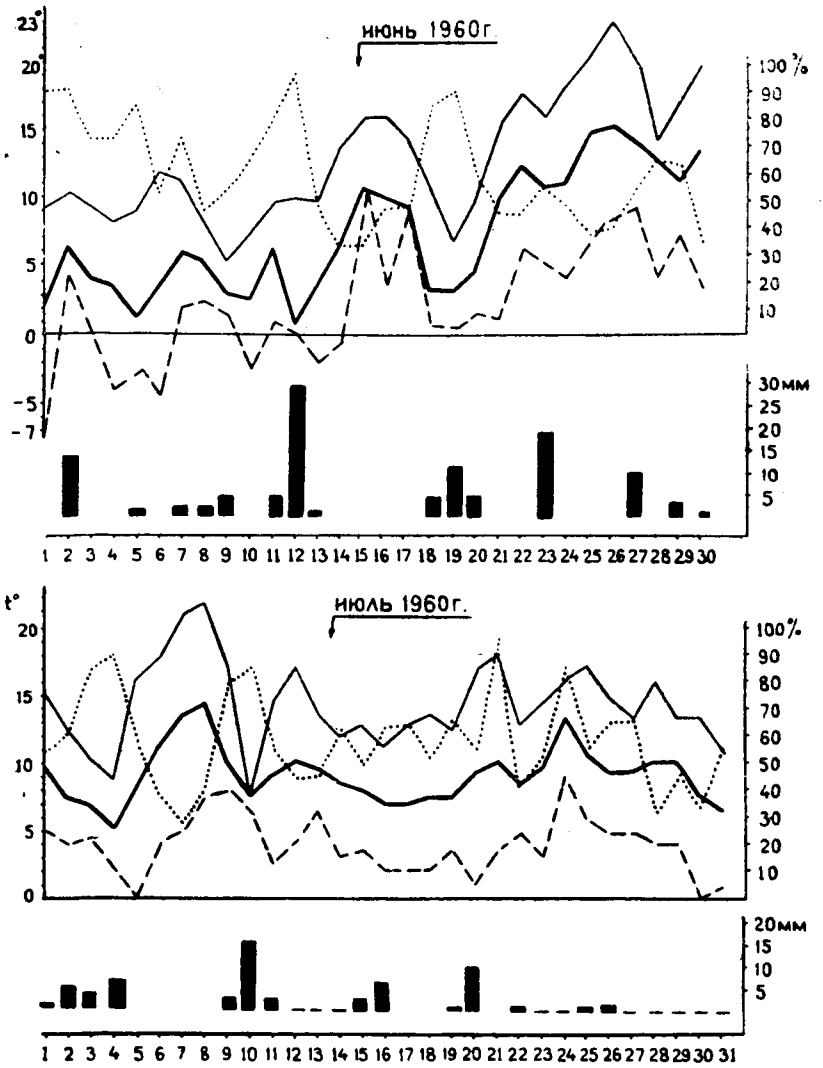


Рис. 1. График метеорологических элементов за июнь и июль 1960 г. по станции Нижняя Актру.

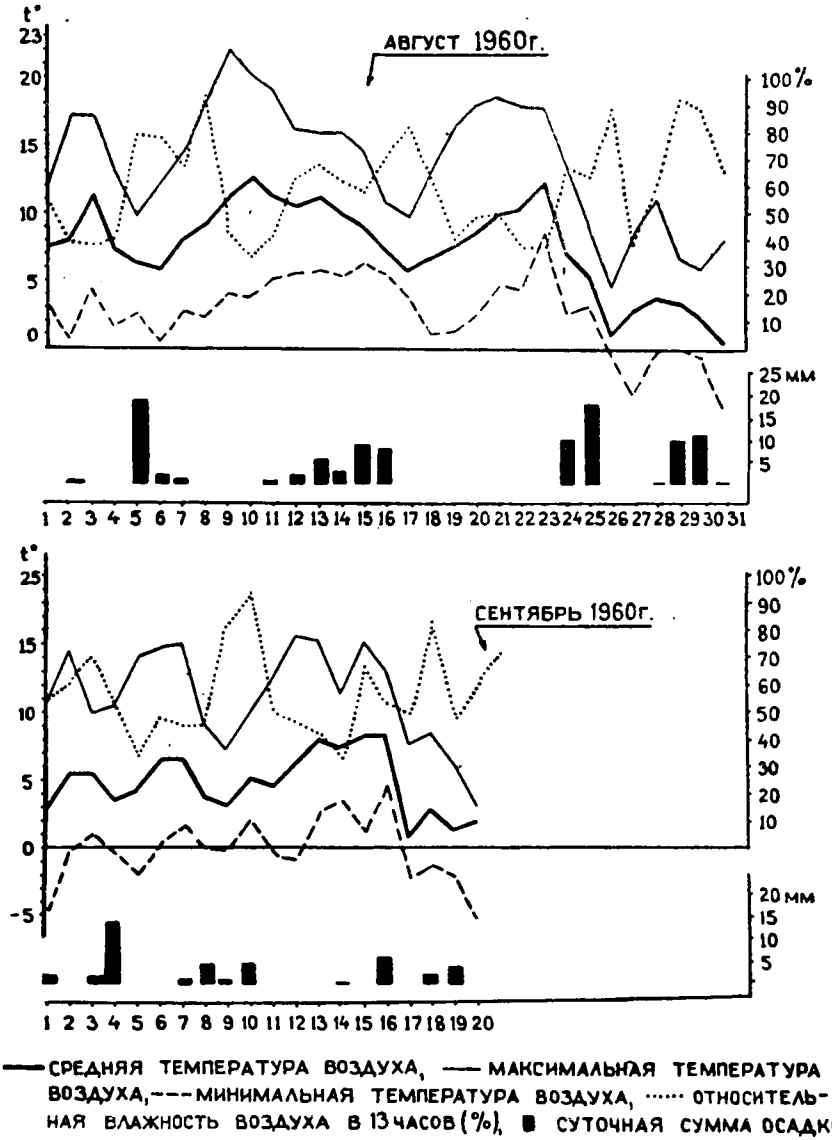


Рис. 2. График метеорологических элементов за август и сентябрь 1960 г. по станции Нижняя Актру.

1960 г. отличался отсутствием длительных сезонов с ясной погодой. Можно выделить только пять дней июня (с 13 по 17) и пять дней августа (с 18 по 22), когда облака почти отсутствовали (были только верхнего яруса), в июне и июле — это были только отдельные дни.

Периоды ненастной погоды были разбросаны по всем месяцам летнего сезона 1960 г., иногда отличались длительностью (например, в середине августа), иногда самым большим количеством осадков в один день: 29 мм — 12 июня, 19 мм — 5 августа и т. д. Однако гроз почти не было. По общей сумме осадков на первом месте стоит июнь — 117 мм.

Относительная влажность меньше 30 процентов не наблюдалась, но близкой к 30% было много случаев.

Равномерно с ненастной погодой получили развитие и типы переменной погоды. Особено выделяется в этом отношении, как уже было указано, июль месяц. Надо заметить, что и в периоды ненастной погоды время от времени выделяются отдельные ясные или полуясные дни. Первая декада июня имела такой же тип погоды.

Большое количество осадков в теплый период года вместе с понижением температурного фона в середине лета привели к тому, что абляция ледников оказалась незначительной. Река Актру была маловодной, несмотря на обилие осадков. Снегопад в конце августа был достаточно устойчивым, на вершине «Учитель» (высота 3100 м) снег так и не растаял.

Метеорологические условия летнего сезона 1961 года

Этот год отличается некоторым повышением средней температуры воздуха за период, а ход температуры внутри сезона был более нормальным, чем в 1960 году. Июль был значительно теплее июня и августа.

Суммы солнечной радиации и суммы осадков практически почти не отличаются от предыдущего года. Максимум осадков в июне месяце (101 мм), в июле — минимальное количество за период (51,9 мм). Число ясных дней составило 32, т. е. немного больше, чем в 1960 г.

Величина абляции на ледниках Малый и Большой Актру выше, чем в предыдущие годы, но все же ниже средних значений. Расход воды р. Актру, не согласованный полностью ни с абляцией ледников, ни с осадками, оказался в этом году еще меньше, чем в 1960 году (в среднем 3,14 м³/см).

Приведем таблицу метеорологических показателей, такую же, как за 1960 год (табл. 3).

Из этой таблицы видно, что средняя максимальная температура воздуха такая же, как и в 1960 году, но ход температуры по месяцам изменился. Максимум падает также на июль (15,2°), но он выше на 1°, чем в предыдущем году.

Температура воздуха в 13 часов близка в среднем к максимальным (примерно на 1° ниже), имеет довольно резкие переходы от месяца к месяцу. Абсолютные максимумы температуры имеют почти ровный ход, повышаясь только в августе (21,5° 9/VIII). Абсолютные минимальные температуры имеют совсем неровный ход: в июне —9,0° (18 числа), в июле температура повысилась до 0,5° и снова падает в августе (—1,5°)

Таблица 3

Некоторые метеорологические данные по станции Нижняя Актру с 1/VI по 20/IX 1961 г.

№ п/п	Метеорологические элементы	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Средние за сезон
1	Средний максимум темп. возд.	—	15,2°	13,1°	10,7°	13,0°
2	Средний минимум темп. возд.	—	4,5	2,7	—1,6	1,9
3	Абсолютный максимум темп.	18,7	20,7	21,5	16,4	19,4
4	Абсолютный минимум темп.	—9,0	0,5	—1,5	—4,8	0,8
5	Число дней с темп. больше 5°	23	31	24	10	88
6	Межсуточная изменч. темп.	2,9°	1,0°	1,3°	2,4°	1,9°
7	Сумма осадков, мм	101,1	51,9	81,5	72,3	306,8
8	Суммарная радиация, ккал/см²	—	9,2	7,7	6,7	23,6
9	Число ясных дней	2	2	5	5	14
10	Число пасмурных дней	7	10	9	3	29
11	Число дней с фёнами	5	6	3	4	18

и сентябре (—4,8°). В этом отношении середина лета выделяется четко. Число дней с температурой больше 5° несколько больше средней за 6 лет и по сравнению с 1960 г.

Межсуточная изменчивость температуры была несколько большей, чем в 1960 году. В июне она составляет 2,9°, в июле 1,0°, в августе 1,3° и в сентябре увеличивается до 2,4°. Однако не наблюдалось такого типа быстрой изменчивости погоды, как в 1960 году.

Сумма осадков в этом году меньше средней нормы, распределяется она неравномерно: максимум количества осадков падает на июнь месяц (101,7 мм), затем резко снижается в июле (до 51,9 мм) и опять увеличивается незначительно в августе и сентябре. Значительное количество осадков в сентябре представляет особенность, которая, вообще говоря, повторяется редко. Средняя облачность в долях единицы распределяется по месяцам равномерно (от 0,5 до 0,59) и превышает данные за 1960 год.

Ход влажности воздуха несколько отличается от предыдущего года бо́льшим числом случаев с относительной влажностью 30 и меньше процентов. Таких дней было 13. Распреде-

ление по месяцам более или менее равномерное, повышение влажности наблюдается в августе (78%).

Скорости ветра почти одинаковы с 1960 года. По месяцам распределяются неравномерно: с 2,7 м/сек в июне до 1,2 м/сек в августе и сентябре.

Приведем аналогичные графики хода метеорологических элементов за 1961 год (рис. 3 и 4).

Отметим прежде всего черты общего сходства с 1960 г. в сезонном ходе изменений погоды: холодное начало лета, потепление в конце июня — начале июля, снова прохладная самая середина лета. Аналогичным образом соблюдается и правило «холодного ненастья» — частое выпадение осадков и пасмурное небо сопровождается снижением общего температурного фона. Возникает естественное предположение, что подобная метеорологическая структура сезона вообще характерна для таких лет, когда уменьшены и таяние ледников, и водность реки Актру. Совсем иные черты будут отмечены ниже у сезонов 1962 года, когда талые ледниковые воды переполняли русло р. Актру.

Более детальные характеристики сезона 1961 года имеют свои различные особенности.

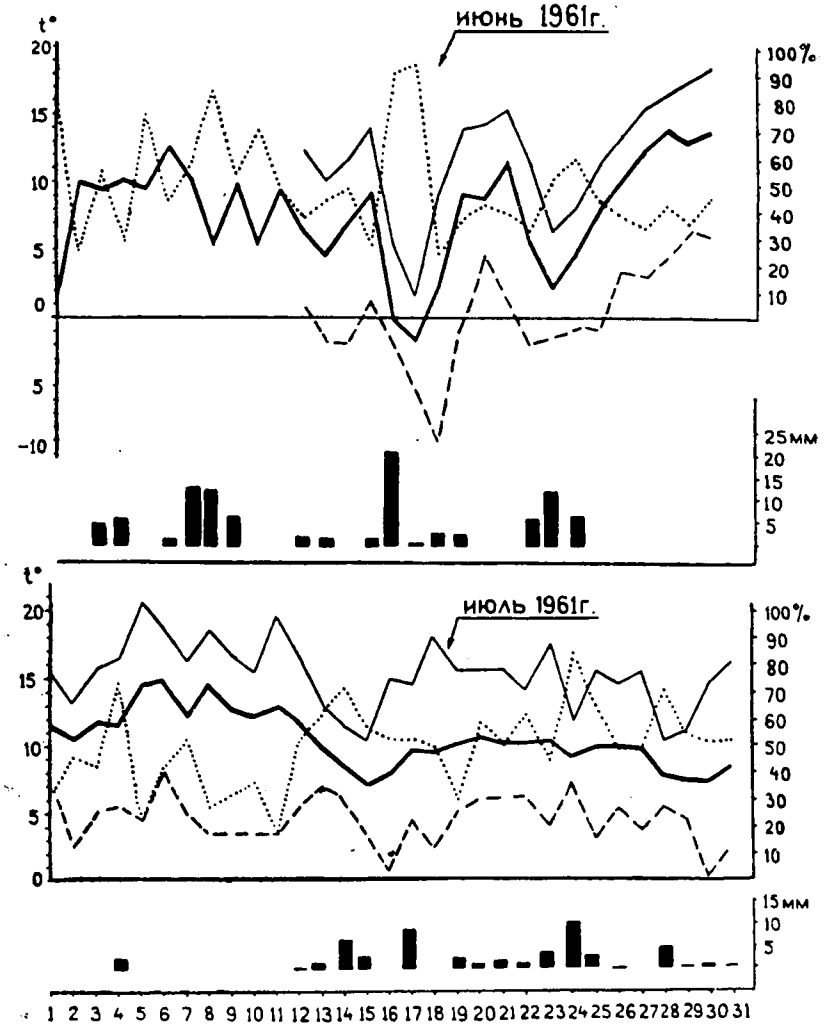
В начале сезона, которое выделяется как холодный период, характерно резкое понижение температуры с 13 по 25 июня. Из этих дней 10 дней были с отрицательными температурами, минимум до —9,0° 18 июня и только три дня минимум был положительный, но близкий к 0°. Максимальная температура 17 июня была только 1,7°. Погода вообще была ненастная, а 16 июня выпало 22 мм осадков.

Теплые и без осадков декады в конце июня и в первой половине июля имели максимумы температуры в 19 и 21°, т. е. менее высокие, чем в 1960 году. Ход среднесуточной температуры в эти периоды довольно ровный, но амплитуды температур в июле, например, высокие (10,7°).

В середине июля наблюдалось понижение температуры до 0,9° и в начале августа до 0,4°. Максимумы температуры не превышали 16—17°. Благодаря этому понижению температуры самая середина летнего периода опять не была самой теплой, как и в 1960 г.; осадки выпадали часто, но преимущественно небольшие.

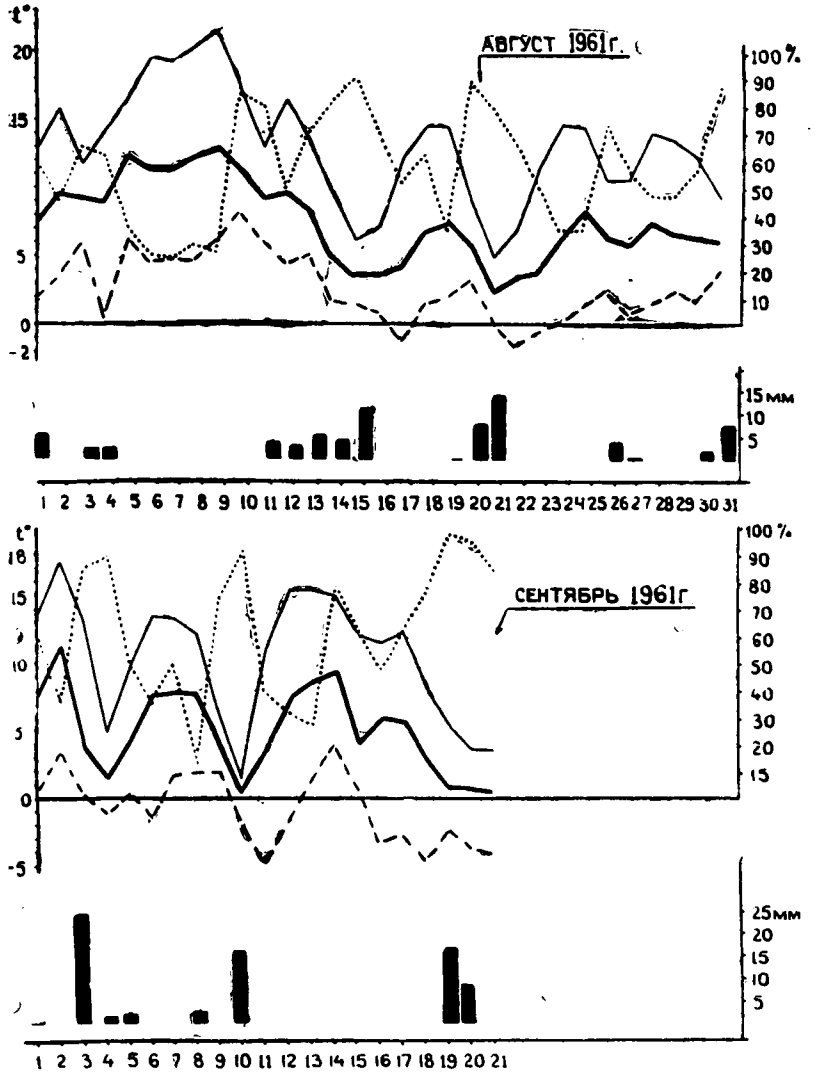
Большая сумма солнечной радиации падает на июль (14 ккал/см^2). Межсуточная изменчивость температуры в июле невелика, только 1,0°.

Со второй половины августа минимумы опять стали отрицательными и близкими к нулю. 20 дней сентября были почти все с отрицательной минимальной температурой. Колебания суточного хода температуры в конце летнего периода по-прежнему велики. Неделя с 5 по 12 августа была самой теплой за весь сезон, максимум в 22° был наивысшим.



— СРЕДНЯЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, —— МАКСИМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, – – – МИНИМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, ···· ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА В 13 ЧАСОВ (%), ▮ СУТОЧНАЯ СУММА ОСАДКОВ

Рис. 3. График метеорологических элементов за июнь и июль 1961 г. по станции Нижняя Актру.



— СРЕДНЯЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, —— МАКСИМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, - - - МИНИМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, ····· ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА В 13 ЧАСОВ (%), ▮ СУТОЧНАЯ СУММА ОСАДКОВ.

Рис. 4. График метеорологических элементов за август и сентябрь 1961 г. по станции Нижняя Актру.

Три типа погоды, выделенные в летнем сезоне 1960 г., равноправно представлены и в 1961 году. Тип ясной погоды не является преобладающим; можно отметить 5 последних дней июня, затем с 5-го по 11 июля, с 5 по 10 августа и с 11 по 18 сентября. В общей сложности число ясных дней невелико.

Фёнов отмечено за период 18 случаев, тогда как влажность ниже 30% была 13 дней, но случаев с влажностью немного больше 30% было достаточно. В конце июля наблюдалась гроза, что в Актру довольно редкое явление.

Переменная погода наблюдалась чаще, и этот тип погоды преобладал в летнем сезоне 1961 года. Но длительных периодов этой погоды не наблюдалось.

Тип ненастной погоды наблюдался в каждом месяце, в меньшей степени — в июле, когда было и минимальное количество осадков (52 мм). Максимум осадков падает на июнь и почти в течение всего месяца (за исключением 5 последних дней) были ненастные дни. Пятидневные периоды ненастной погоды прослеживались за сезон несколько раз: с 15 по 19 июня, с 19 по 25 июля, с 11 по 15 августа.

15, 16 и 21 августа был снег, в сентябре (3, 4, 5, 10, 19 и 20) тоже выпадал снег, который уже не растаял, тогда как в другие годы не только август, но и первая декада сентября была с ясной и относительно теплой погодой.

Таким образом, лето 1961 года характеризуется ранним окончанием абляционного периода ледников, в то же время начало его было позднее. Учитывая еще снижение температур в середине июля, получим некоторое общее объяснение малой величины абляции ледников в 1961 г.

Метеорологические условия летнего сезона 1962 года

Возвращаясь к общей табл. 1, дающей представление о средних данных некоторых метеорологических элементов, мы сразу должны отметить, что этот год является значительно отличающимся от предыдущих пяти лет.

Характерно повышение температуры воздуха по сравнению со средней за 6 лет. Изменений температуры по месяцам почти не наблюдается, но она превышает среднюю за период почти на 2°.

На 1962 год падает большая сумма суммарной солнечной радиации, которая уступает только радиации за 1959 год и больше средней на 10 ккал/см^2. Максимальная радиация падает на июнь месяц (16,3 ккал/см^2), но она значительна и в сентябре (10,8 ккал/см^2).

На долю летнего периода 1962 года падает минимальное количество суммы осадков, ниже шестилетней нормы на 130 мм. По месяцам осадки распределяются неравномерно.

максимум осадков (107,9 мм) в июле, но превышают суммы осадков июля 1960 и 1961 гг. почти в два раза. В августе был минимум осадков (28 мм) за все шесть лет. Мало осадков было в сентябре — 21,8 мм.

Абляционный период 1962 года является самым большим за 6 лет (115 дней), что, конечно, сказалось на таянии ледников и расходах воды р. Актру. Величина абляции на ледниках в этот год в 1,5 раза больше средней величины за 6 лет и в 2 раза больше, чем в 1958, 1960 и 1961 годах.

Расход воды также превышает средний за 6 лет. Распределение расхода воды по месяцам неравномерное и максимум не в июле, а в августе — 5,79 м³/сек. Но и расход воды в июле (3,87 м³/сек) был выше, чем за все предшествующие годы.

Большая абляция ледников и большой расход воды р. Актру стоят в зависимости и от числа часов солнечного сияния. Продолжительность солнечного сияния была в этом году максимальной и выше средней за период. По месяцам распределение почти равномерное: июнь — 188,3, июль — 160,7, август — 181,8 и за 20 дней сентября — 99,7 дня. Число ясных дней также максимальное и в 1,5 раза выше средней за 6 лет. Пасмурных дней было только 24.

Приведенная таблица средних метеорологических показателей за летний период 1962 года (табл. 4) показывает, что средние максимальные температуры (до 16,4° в августе) были выше, чем в 1960 и 1961 годах.

Во все предыдущие годы в сентябре наблюдались уже отрицательные температуры. В 1962 году такие случаи тоже наблюдались, но без снегопада, минимум из средних срочных в июне — 2,9°, в июле — 3,5°, в августе — 4,0° и в сентябре — 2,0°.

Средние амплитуды суточного хода температуры воздуха имеют почти ровный ход, увеличиваясь только в июне до 13,3°. Абсолютный максимум был самый высокий за три последних года — 23,5° (5 августа). Абсолютные минимумы имели лишь небольшие отрицательные значения (—1,5° в июне и августе, —2,5° в сентябре и 0,0° — 15 июля).

Температура в 13 часов также имеет повышенные показатели по сравнению с 1960 и 1961 годами, распределение ее по месяцам равномерное, с небольшими повышениями в августе (14,6°).

Число дней с температурой больше 5° значительно превышает среднюю цифру за 6 лет, что еще раз указывает на исключительно теплый сезон 1962 года. Межсуточная изменчивость не очень значительна, по месяцам меняется резко: июнь 3,2°, июль 1,6°, август 2,2° и сентябрь 1,9°. Это указывает на неустойчивость погоды в начале сезона.

Относительная влажность воздуха меньше 30% наблюдалась 11 дней за сезон, это совпадает со средней величиной за

6 лет, но дней с фёнами зафиксировано 23 — больше в июне и в августе (по 8), меньше в июле и сентябре (4 и 3).

Скорость ветра по месяцам распределяется равномерно и не превышает 1,5 м/сек.

Средняя облачность в долях единицы составляет меньшее число, чем в предыдущие годы по месяцам распределяется равномерно и близка к средней за период за исключением сентября (0,37).

Таблица 4

Некоторые метеорологические данные на станции Нижняя Актру с 1/VI по 20/IX 1962 г.

№ п/п	Метеорологические элементы	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Средние за сезон
1	Средний максимум темп. возд.	16,2°	15,9°	16,4°	14,6°	15,8
2	Средний минимум темп. возд.	2,9	3,5	4,0	2,0	3,1
3	Абсолютный максимум темп.	23,1	23,2	23,5	21,5	22,8
4	Абсолютный минимум темп.	—1,5	0,0	—1,5	—2,5	—1,4
5	Число дней с темп. больше 5°	28	30	30	16	104
6	Межсуточная изменч. темп.	3,2°	1,6°	2,2°	1,9°	2,2°
7	Сумма осадков, мм	64,8	107,9	28,1	21,8	222,6
8	Сумма радиации, ккал/см²	11,2	10,4	11,0	8,4	41,0
9	Число ясных дней	4	2	6	3	15
10	Число пасмурных дней	7	7	7	3	24
11	Число дней с фёнами	8	4	8	3	23

Аналогично предыдущим описаниям приведем графики последовательного хода температуры и влажности воздуха и выпадения осадков (рис. 5 и 6).

Самой теплой декадой за летний период этого года является середина лета (с 26 июня до 6 августа), когда абсолютная максимальная температура доходила до 23,2° (29 июля) и 23,5° (5 августа) и минимум из средних был 13,7°.

Эта декада имеет ровный ход температуры воздуха, без резких скачков. Минимальные температуры этой декады колебались от 4,0 до 8,0°, что выше среднего за период.

Начало периода было лишь немного холоднее и без отрицательных температур (кроме 1 июня), нулевые температуры были в конце июня (—0,2° 25 июня) и в середине июля (15 июля 0,0°). В то же время с 6 по 12 июня погода стояла очень теплая, максимум 12 июня был 23,2°. Но в то же время июнь и первая половина июля отличаются резкими скачками температурного хода, да это, собственно, можно сказать о всем летнем периоде 1962 года, кроме указанной выше де-

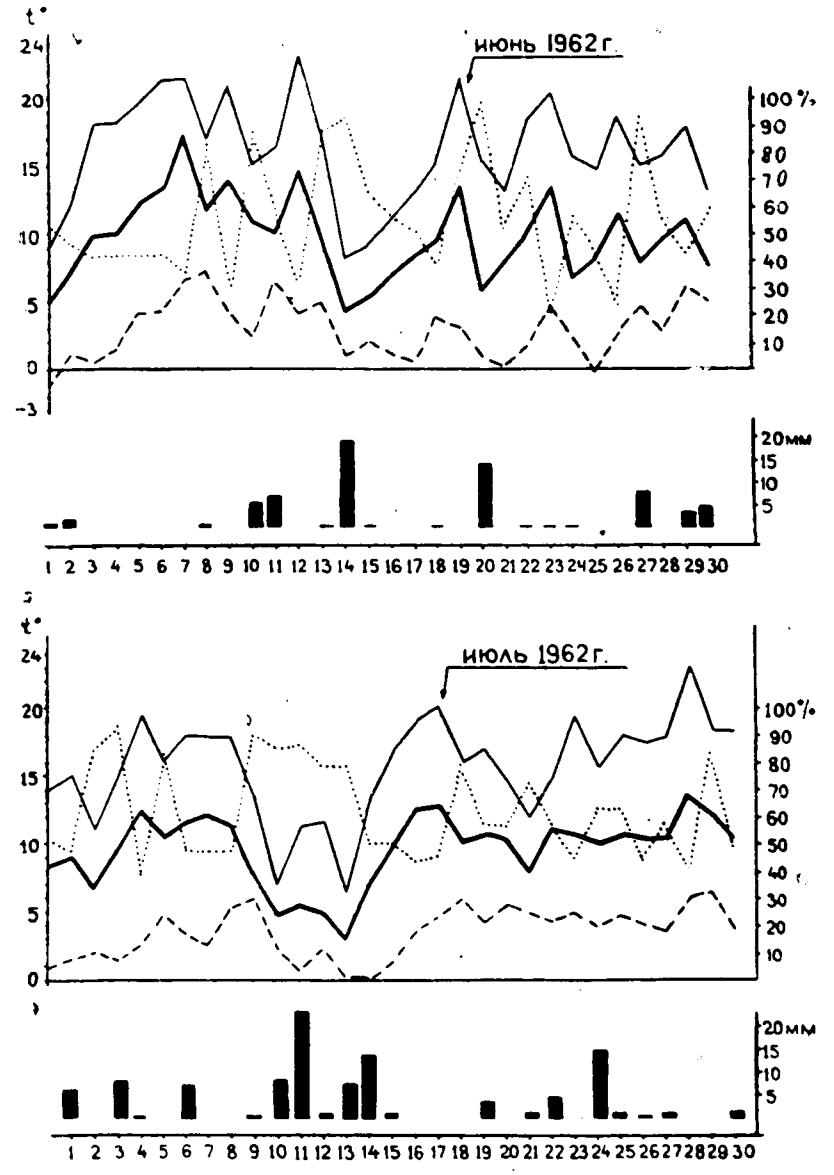
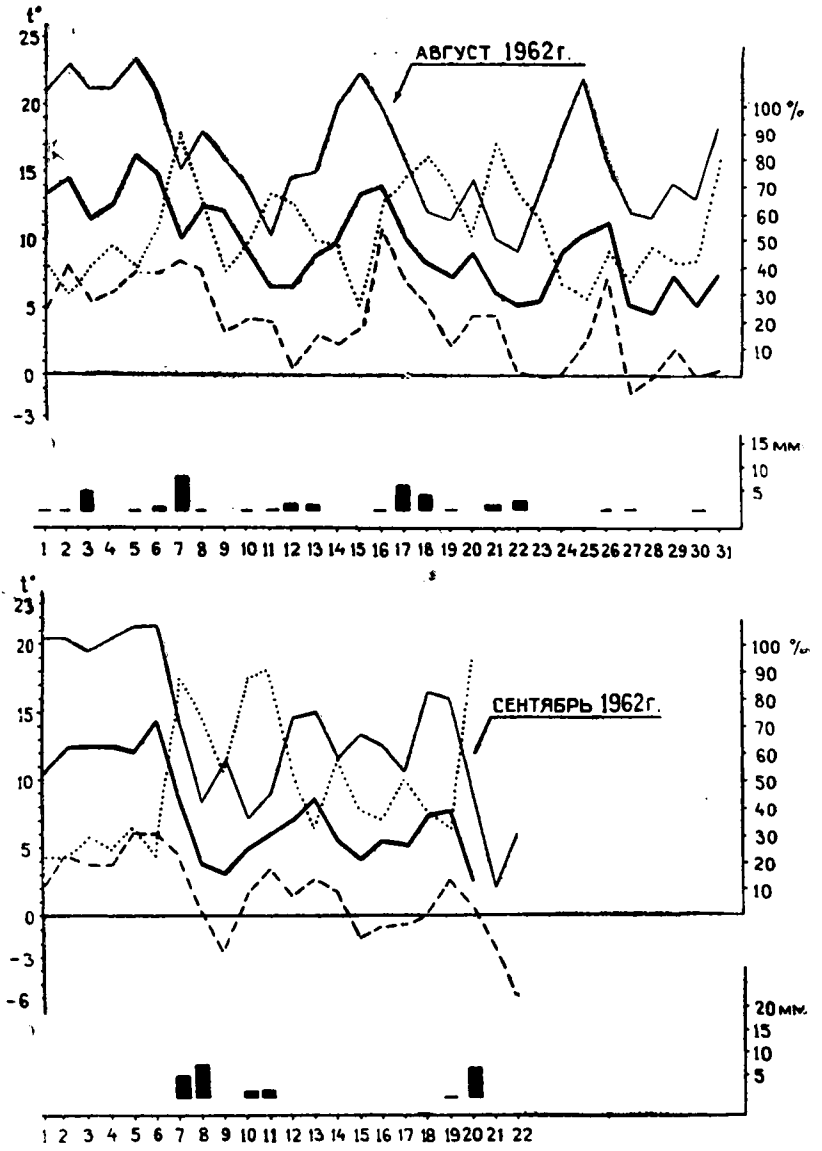


Рис. 5. График метеорологических элементов за июнь — июль 1962 г. по станции Нижняя Актру.



СРЕДНЯЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, МАКСИМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, МИНИМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА В 13 ЧАСОВ (%), ■ СУТОЧНАЯ СУММА ОСАДКОВ

Рис. 6. График метеорологических элементов за август и сентябрь 1962 г. по станции Нижняя Актру

кады конца июля и начала августа. Большими скачками в ходе температур — среднесуточных, максимальных и минимальных — характеризуется первая половина июля.

Конец летнего периода 1962 года характеризуется постепенным понижением температуры. Похолодание в конце августа и 20 дней сентября (кроме первых 7 дней сентября, когда опять наблюдается подъем температуры) характерен для среднего режима погодных условий Актру. Но выпадения снега до 20 сентября не было, и абляционный период продолжался до конца периода наблюдений экспедиции.

Год этот характерен самым большим абляционным периодом из 6 лет и большими суммами суммарной радиации. Расход воды также максимальный (особенно в августе).

Можно особо выделить тип ясной погоды с 3 по 7 июня, с 1 по 6 августа и с 12 по 18 сентября. Преобладает в этот период переменная, но в общем теплая погода, таких периодов можно насчитать больше всего (третья декада июня, I и II декады июля и весь август).

Периодов с ненастной погодой немного (с 10 по 15 июня, с 9 по 15 июля и отчасти с 21 по 27 июля). Это соответствует и малому, наименьшему за 6 лет количеству осадков. Суточный максимум осадков был 11 июля (23 мм). Период с 9 по 15 июля, собственно, только и можно считать ненастным.

Конец абляционного периода вызван понижением температуры в самом конце периода, уже в третьей декаде сентября: 22 сентября минимальная температура была 6,1°.

Нетрудно видеть, что общий комплекс метеорологических условий летом 1962 года способствовал интенсивному таянию ледников и увеличенной водности реки Актру.

ЛИТЕРАТУРА

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II, Гидрометеоиздат, 1952.

Брок В. А. Синоптические процессы и погодные условия июля 1959 г. в пределах Горного Алтая. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, 1962.

Материалы гляциологических наблюдений за 1957—1959 гг. Алтай, вып. 1, 2 и 4, Москва, 1962.

Попова К. И. Метеорологический режим интенсивного таяния ледников долины Актру (северный склон центральной части массива Биш-Иирду) летом 1957 г. Сб. «Гляциология Алтая» вып. 1, 1962.

Тронов М. В., Олейник И. Я. Общие результаты ледниковых исследований на Алтае в период Международного геофизического года. «Гляциология Алтая», вып. 1, 1962.

Тронова Л. Б. Особенности суточного хода температуры в летнее время в бассейне Актру. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 3, 1963.

Н. И. БЕЛОВА

СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ В ДОЛИНЕ АКТРУ

В период работ экспедиции Томского государственного университета 1957—1962 годов на ледниках Алтая наряду с гляциологическими работами проводились актинометрические наблюдения на площадках двух метеорологических станций: Нижняя и Верхняя Актру. На станции Н. Актру актинометрические приборы были установлены на специальной площадке, оборудованной в соответствии с «Указанием по оборудованию площадок для актинометрических наблюдений ГУ ГМС», 1957. На станции В. Актру актинометрические наблюдения проводились непосредственно на леднике. В работе были приборы одного типа: термоэлектрические актинометры, альбедометры и тальванометры ГСА-1. Проверка приборов проводилась ежегодно, сначала на кафедре ТГУ, а затем в ЗС УГМС по контрольным приборам, а также путем сравнительных наблюдений в экспедиционных условиях. Переводные множители актинометров, альбедометров и пиранометров в парах с гальванометрами оказались достаточно устойчивыми; они были учтены при обработке таблиц.

Продолжительность солнечного сияния регистрировалась гелиографом универсальной модели.

Наблюдения и их обработка проводились в соответствии с «Руководством гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям» (Гидрометеоиздат, 1957).

Сейчас в нашем распоряжении имеются данные по прямой S и S', рассеянной g, суммарной $Q = S' + g$ и отраженной R радиации по станции Нижней Актру за 6 летних сезонов (июнь — сентябрь 1957—1962 годы) и станции Верхняя Актру за 3 летних сезона (июнь — сентябрь 1957—1959 годы), а также данные о продолжительности солнечного сияния за три полных года (1957—1959) и три летних сезона (1960—1962).

Настоящая статья содержит некоторые результаты обработки данных приходной части радиационного баланса, а также общую характеристику радиационного режима долины Актру.

Общая характеристика радиационного режима долины Актру

Условия, определяющие особенности радиационного режима долины Актру, создаются ее географическим положением, особенностями метеорологического режима и климата.

Солнцем долина освещается не круглый год, в декабре солнце не выходит из-за гор, продолжительность солнечного сияния уменьшена за счет загороженности долины ее высокими бортами. Время восхода и захода солнца отличается от равнинных станций, расположенных на широте 50°, на 2—2,5 часа. Значительная абсолютная высота долины (выше 2 000 м) создает условия хорошей прозрачности атмосферы. Подстилающая поверхность в долине в основном представлена ледниковой поверхностью и галечником, что влечет за собой различие в величине альбедо. Различие подстилающей поверхности на станциях Нижняя и Верхняя Актру выражается также в том, что на станции Н. Актру действие солнечной радиации вызывает эффект нагревания подстилающей поверхности (температура ее достигает 40° и более) и от нее прилегающего воздуха; на В. Актру действие солнечной радиации вызывает эффект таяния льда без нагревания подстилающей поверхности выше 0°.

Солнечная радиация в горных условиях по сравнению с равнинной местностью играет более ведущую роль во всех природных процессах. Такое сочетание географических и метеорологических признаков затрудняет получение теоретическим путем составляющих радиационного баланса, поэтому необходимо использовать инструментальные наблюдения.

В настоящей статье используются данные непосредственных измерений, которые должны представлять интерес ввиду отсутствия каких-либо сведений о радиационном режиме ледников Актру и вообще Горного Алтая.

Условия прозрачности атмосферы в долине Актру, как принято повсюду в СССР, оцениваются коэффициентом прозрачности P_1, подсчитанным по методу С. И. Сивкова: $P_1 = \frac{S_{90}}{S_0}$, где S_0 — солнечная постоянная, равная 1,91 кал/см² мин. по пергиометрической шкале 1956 года, S_{90} — интенсивность прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность при единичной массе атмосферы; она вычисляется по графику (рис. 1). Расчеты дали следующие результаты, приведенные в табл. 1 на стр. 176.

Коэффициент прозрачности в Антарктиде — 0,80 — 0,90 (Русин, 1961), для Актру он оказался тоже очень высоким и колеблется в пределах 0,76—0,88. В июле он наиболее низкий, в сентябре — наиболее высокий, что подтверждается

данными о влажности воздуха: в июле — 8,4 мб, в сентябре — 6,3 мб.

О годовом ходе коэффициента прозрачности судить нельзя, так как нет зимних актинометрических наблюдений.

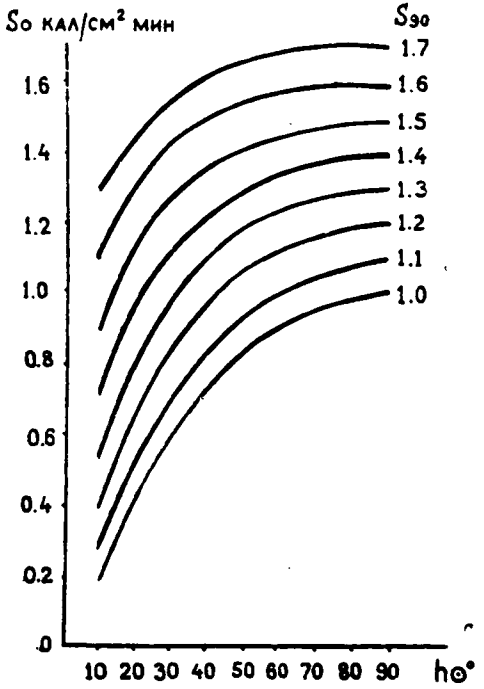


Рис. 1. График приведения значений прямой радиации к единичной массе (по С. И. Сивкову).

Продолжительность солнечного сияния в Актру представлена в табл. 2 на стр. 176 (В). Эти данные получены в результате обработки лент гелиографа. Чтобы определить возможное число солнечного сияния (А) с учетом загороженности долины, совмещаем «пути» солнца с линией горизонта на станции Н. Актру (рис. 2), что дает возможность отсчитывать время восхода и захода солнца в долине Актру (по оси абцисс). Высота солнца над горизонтом была вычислена по номограмме Набокова для 15 числа каждого месяца, теодолитная съемка проведена М. В. Троновым и И. Я. Олейником.

Величина $\frac{B}{A} \cdot 100\%$ — процент продолжительности

солнечного сияния от возможного дает общее представление об облачности.

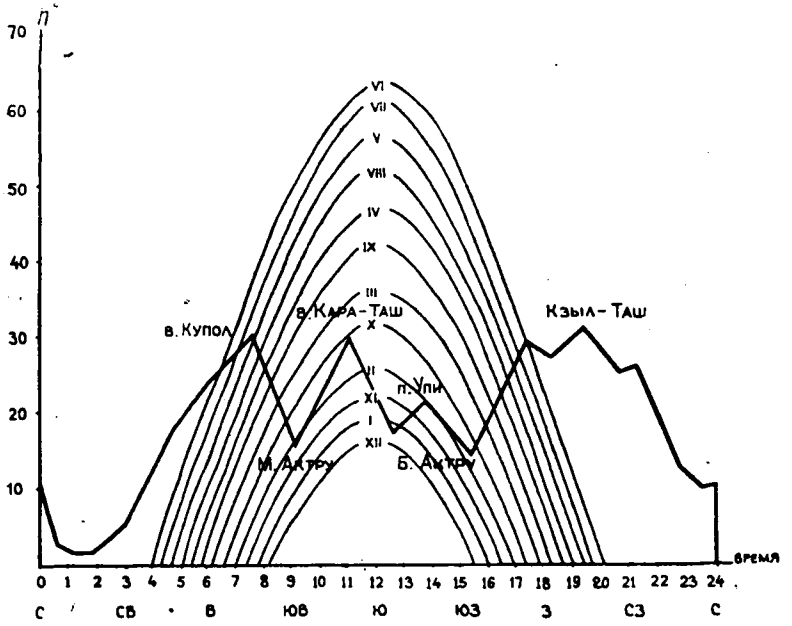


Рис. 2. График совмещения «путей» солнца с линией горизонта на ст. Н. Актру.

Прямая солнечная радиация.

Благоприятные условия прозрачности атмосферы сказываются прежде всего на повышенной интенсивности прямой солнечной радиации, поступающей на перпендикулярную поверхность (S_0). Ее величины составляют около 75% от солнечной постоянной. Максимальные величины S_0 достигают больших значений (1,71 кал/см² мин.). Максимальные значения больше, чем на равнинных станциях этой широты (в Иркутске — 1,47 кал/см² мин.), больше, чем в Ташкенте (1,51 кал/см² мин.), но и средние величины весьма высокие (табл. 3 и 4, рис. 3).

Большие величины S_0 в сентябре объясняются высоким коэффициентом прозрачности, который зависит от влажности воздуха.

Если говорить о приходной части радиационного баланса, то лучше оперировать величиной солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность S'_0 (см. табл. 4). Ее значения в ясные дни составляют 86% суммарной радиации. Кривая ее, как и кривая прямой радиации на перпенди-

кулярную поверхность на рис. 4, располагается выше кривой, вычерченной для широты 50°, и ниже кривой для станции Мирный (по Н. П. Русину). Средние величины интенсивности

Таблица 1

Коэффициент прозрачности атмосферы (P_1)

Станции	Абсол. высота	Широта	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Н. Актру	2150 м	50°	0,84	0,82	0,83	0,85
В. Актру	2850	50	—	0,76	0,82	0,88
Иркутск	470	52	0,75	0,78	0,75	0,81
Цугшпитце (Альпы)	2962	47	0,87	0,88	0,88	0,90

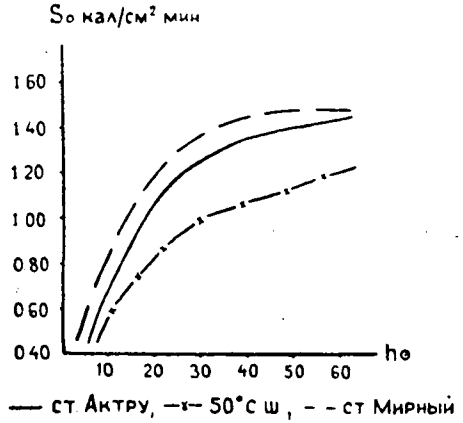


Рис. 3. Зависимость интенсивности прямой радиации на перпендикулярную поверхность от высоты солнца (при ясном небе).

Таблица 2

Продолжительность солнечного сияния на станции Нижняя Актру (в часах)

Величины \ М-цы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
A	27	104	222	260	285	288	290	271	231	186	37		2201
B	14	48	124	148	191	186	152	163	116	81	15		1240
$\frac{B}{A}\cdot 100\%$	53	46	56	57	67	64	52	53	50	43	41		56

Таблица 3

Изменение интенсивности прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность S_0 при ясном небе в полдень, *кал/см² мин*

Станции	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Н. Актру	1,49	1,42	1,44	1,45
В. Актру	—	1,34	1,49	1,57

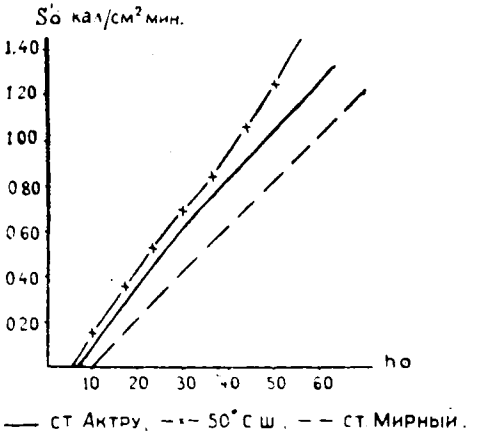


Рис. 4. Зависимость интенсивности прямой радиации на горизонтальную поверхность от высоты солнца (при ясном небе).

Таблица 4

Средние значения интенсивности прямой солнечной радиации, падающей на перпендикулярную поверхность при ясном небе, при различных высотах солнца (S_0 *кал/см² мин*)

h_0	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
S_0	0,56	0,85	1,08	1,18	1,24	1,30	1,32	1,34	1,38	1,42	1,47
S_0'	0,10	0,22	0,37	0,50	0,62	0,75	0,85	0,96	1,06	1,17	1,27

прямой радиации на горизонтальную поверхность при ясном небе (S'_0) представлены в табл. 5.

Таблица 5

Средние величины интенсивности прямой радиации на горизонтальную поверхность при ясном небе (S'_0) в полуденные часы, кал/см²мин

Станции	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Н. Актру	1,33	1,23	1,15	1,00
В. Актру	—	0,46	0,40	—

Рассеянная радиация

Доля рассеянной радиации в суммарной—величина далеко не устойчивая (от 7 до 100%), что зависит, прежде всего, от погодных условий. В общем выводе рассеянная радиация

Таблица 6

Средние значения интенсивности рассеянной радиации при ясном небе, при различных высотах солнца (q_0, кал/см²мин)

$h_\odot$	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
q_0	0,03	0,05	0,07	0,08	0,09	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15

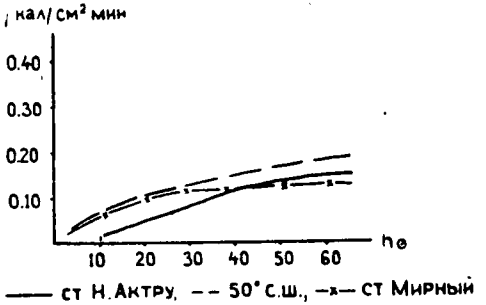


Рис. 5. Зависимость интенсивности рассеянной радиации от высоты солнца (при ясном небе).

в Актру играет большую роль в радиационном режиме и колеблется в больших пределах: от 0,01 до 0,68 кал/см² мин. В ясную погоду рассеянная радиация в Актру составляет в среднем 11% от суммарной радиации.

Кривые, представленные на графиках (рис. 5 и 6) для станции Н. Актру, располагаются ниже кривых, вычерченных для 50° с. ш., что объясняется хорошей прозрачностью атмосферы в горах. Данные для станции Мирный даны для сравнения.

Рассеянная радиация при облачности верхнего яруса 10/0 баллов — величина довольно высокая и колеблется в пределах 0,07 — 0,54 кал/см² мин (табл. 7); она составляет в среднем 30% суммарной радиации (табл. 9), но при интен-

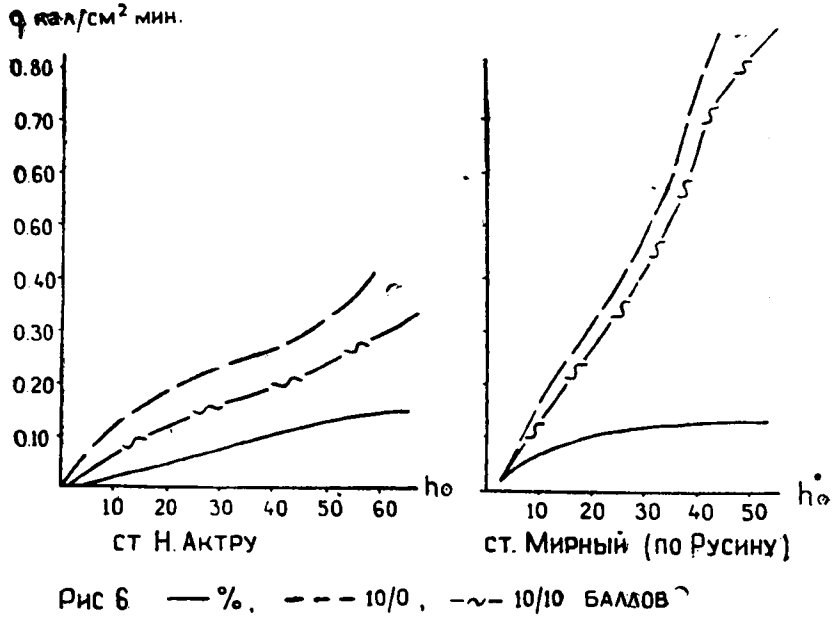


Рис. 6. Зависимость интенсивности рассеянной радиации от высоты солнца (при различных условиях облачности).

сивности 0,50 кал/см² в минуту и более она обычно составляет 100%.

Таблица 7

Средние значения интенсивности рассеянной радиации при облачности 10/0 баллов при различных высотах солнца (q^{10}/кал/см² мин)

$h_\odot$	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
$q^{10}/_0$	0,07	0,13	0,16	0,18	0,21	0,23	0,25	0,27	0,29	0,32	0,36	0,41

При облачности нижнего яруса 10/10 баллов обычно рассеянная радиация составляет 100%, но при этом величины ее не превышают 0,30 кал/см² мин.

Таблица 8

Средние значения интенсивности рассеянной радиации при облачности 10/10 баллов при различных высотах солнца ($q^{10}/_{10}$ кал/см²мин)

$h_{\odot}$	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
$q_{10/10}$	0,04	0,07	0,10	0,12	0,14	0,16	0,17	0,19	0,21	0,23	0,26	0,29

Таблица 9

Доля рассеянной радиации в суммарной, в %, при различных высотах солнца

$h_{\odot}$	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Сред.
$q_{\odot}$	—	10	12	12	12	11	11	11	10	10	—	11
$q^{10}/_{0}$	38	38	37	37	37	35	34	33	32	30	20	33
$q^{10}/_{10}$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

q_0 — доля рассеянной радиации при ясном небе,
$q^{10}/_{0}$ — доля рассеянной радиации при облачности 10/0 баллов,
$q^{10}/_{10}$ — доля рассеянной радиации при облачности 10/10 баллов.

Максимальные величины рассеянной радиации (более 0,50 кал/см² в минуту) приходятся на случаи с облачностью вертикального развития, причем если сумма общей и нижней облачности превышает число 15—7/7 или 8/7 баллов, то доля рассеянной радиации составляет 100% (рис. 7).

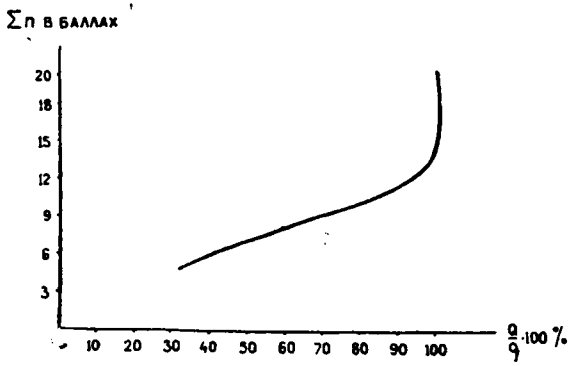


Рис. 7. Зависимость доли рассеянной радиации в суммарной от сумм облачности верхнего и нижнего яруса (облака вертикального развития).

В особо пасмурные дни с осадками наблюдения часто не проводились, так как приборы довольно прихотливы, но

в такие дни суммы радиации составляют порядка 100 кал/см² в сутки.

Суммарная радиация

Таблица 10

Средние значения интенсивности суммарной радиации при ясном небе и при различных высотах солнца (Q_0, Q_n кал/см²мин)

$h_\odot$	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
Q_0	0,08	0,18	0,30	0,44	0,57	0,68	0,85	0,98	1,10	1,23	1,36	1,50
Q_n	0,05	0,11	0,20	0,29	0,36	0,43	0,54	0,62	0,69	0,77	0,86	0,95

Кривая интенсивности суммарной радиации для Актру почти совпадает с кривой для станции Мирный и выше кривой для 50° с. ш. (рис. 8 и 9). Облачность по-разному влияет на суммарную радиацию. Средняя облачность снижает величину суммарной радиации почти на 40% и, таким образом, несколько сглаживает благоприятные условия прозрачности атмосферы (табл. 10). Подсчет средней интенсивности суммарной радиации при средних условиях облачности производился по формуле Савинова: $Q_n = Q_0 (1 - c^1)$, где n — средняя облачность в долях единицы, равная для Н. Актру 0,51; c' — постоянный коэффициент, равный для широты 50° 0,72.

Облака верхнего яруса существенно не уменьшают радиацию в Актру, более того, в ряде случаев суммарная радиация при наличии облачности оказывается больше, чем при ясном небе. Это наблюдается при облаках *Ac* от 2 до 6 баллов. Слоистые формы облаков существенно снижают величину прямой радиации, а значит, и суммарной. Разброс точек на графике не превышает 0,4 кал/см² мин. Верхняя граница точек соответствует максимально возможным значениям интенсивности суммарной радиации при ясном небе и наиболее благоприятным условиям облачности, нижняя — плотным слоистым формам облачности до 10 баллов.

Таблица 11

Средние значения интенсивности суммарной радиации при реальных условиях облачности и различной высоте солнца (Qкал/см²мин)

$h_\odot$	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
Q_1	0,35	0,42	0,48	0,57	0,63	0,71	0,80	0,90	1,03	1,20	1,48
Q_2			0,08	0,13	0,13	0,23	0,30	0,36	0,43	0,50	0,59

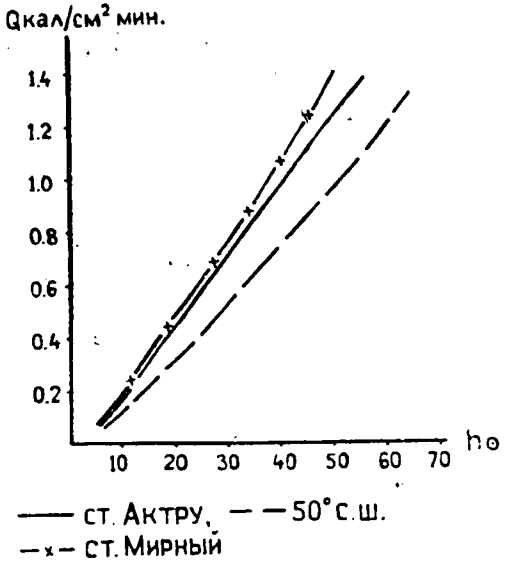


Рис. 8. Зависимость интенсивности суммарной радиации от высоты солнца.

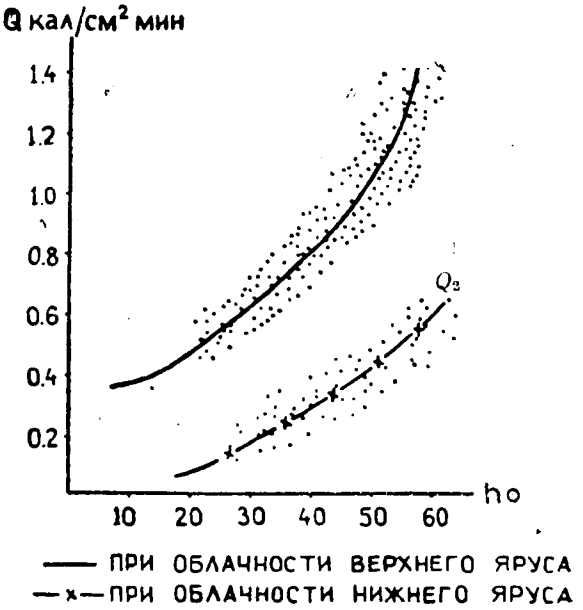


Рис. 9. Зависимость интенсивности суммарной радиации от высоты солнца (при реальных условиях облачности).

Q_1 — интенсивность суммарной радиации при ясном небе и облаках верхнего яруса, Q_2 — интенсивность суммарной радиации при облаках нижнего яруса.

Периоды, когда солнечная радиация достигает больших значений, выделяются как периоды ясной сухой погоды с большими величинами среднесуточной температуры, с малыми величинами облачности и влажности, без осадков (рис. 10, *а*). Такие периоды самые благоприятные для таяния

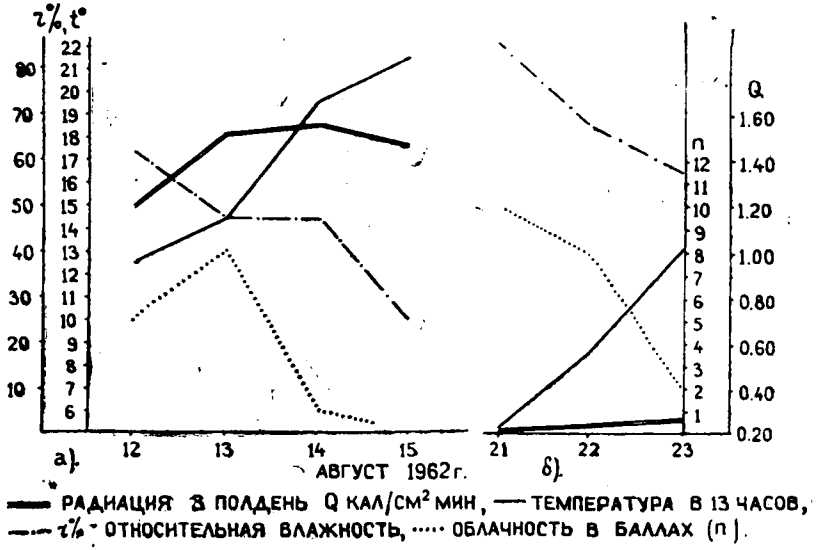


Рис. 10. Периоды погоды с большой (10-а) и малой (10-б) солнечной радиацией.

ледников и снежников, для маршрутов и альпинистских восхождений. Когда интенсивность суммарной радиации мала, то соответственно почти все метеоэлементы претерпевают изменения (рис. 10, *б*). Такие периоды характеризуются малой величиной абляции ледников, низкими температурами воздуха, выпаданием осадков, не редко в виде снега.

Дневные суммы радиации подсчитывались по формуле:

$$\varepsilon_д Q = \frac{Q_1}{2}(t_1 - t_в) + \frac{Q_m}{2}(t_з - t_m) +$$

$$+ \left(\frac{Q_1 + Q_m}{2} + Q_2 + Q_3 + \ldots\ldots + Q_{m-1}\right) \cdot 180,$$

где Q_1, $Q_2 \ldots . Q_m$ — величины суммарной радиации $(S' + g)$ в сроки наблюдений, причем соблюдаются условия, что интервал между наблюдениями составляет 3 часа, а значения величин следующие:

	$t_1 - t_в$	$t_э - t_m$
Июнь	180	120
Июль	170	110
Август	160	90
Сентябрь	90	70

$t_1 — t_в$ — интервал времени между восходом солнца и первым сроком наблюдений, $t_э — t_m$ — интервал времени между последним сроком наблюдения и заходом солнца. Средние величины дневных сумм суммарной радиации приведены в табл. 12.

Таблица 12

Месячные суммы радиации, ккал/см²месяц

Годы	Нижняя Актру				Верхняя Актру		
	VI	VII	VIII	IX	VII	VIII	IX
1957	—	12,60	9,90	—	7,90	5,70	—
1958	—	11,10	8,51	7,90	—	5,90	6,50
1959	11,14	13,72	11,88	8,33	10,00	12,03	8,45
1960	8,66	8,78	8,69	5,80			
1961	—	9,20	7,66	6,73			
1962	11,24	10,45	10,97	8,41			
Средн.	10,50	10,97	9,62	7,27	8,95	7,88	7,03

Величины дневных сумм радиации очень различны между собой, они колеблются в пределах 80—800 кал/см² в сутки. Именно чрезвычайно большая неустойчивость этих сумм создает те особенности, на которых необходимо остановиться отдельно.

Дневные суммы радиации

Выше была показана зависимость интенсивности всех видов радиации от облачности. Обратно пропорциональную зависимость дневных сумм радиации от облачности можно выразить в таком виде (рис. 11).

Разброс точек очень велик, порядка 200 калорий, поэтому даже для определения средних данных пользоваться этой зависимостью рискованно. Более точную зависимость вывести очень трудно. Зависимость величины дневных сумм радиации от числа часов солнечного сияния не дает достаточно стройного графика. Определенного согласования дневных сумм радиации с температурой также не наблюдается. Лучше согласуются эти величины в теплые сезоны 1959 и 1962 годов (рис. 12 а), гораздо хуже они согласуются в те

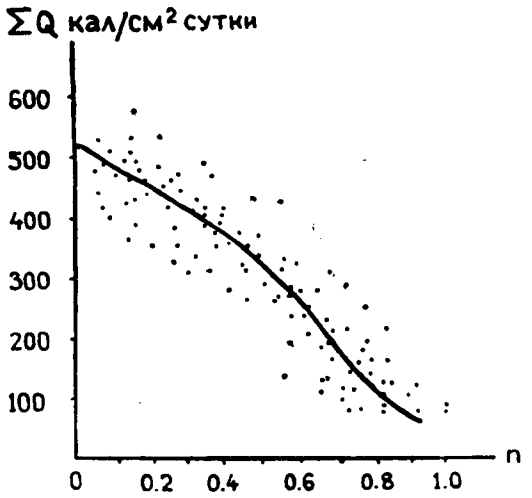


Рис. 11. Зависимость дневных сумм радиации от дневных сумм облачности (n в долях единицы).

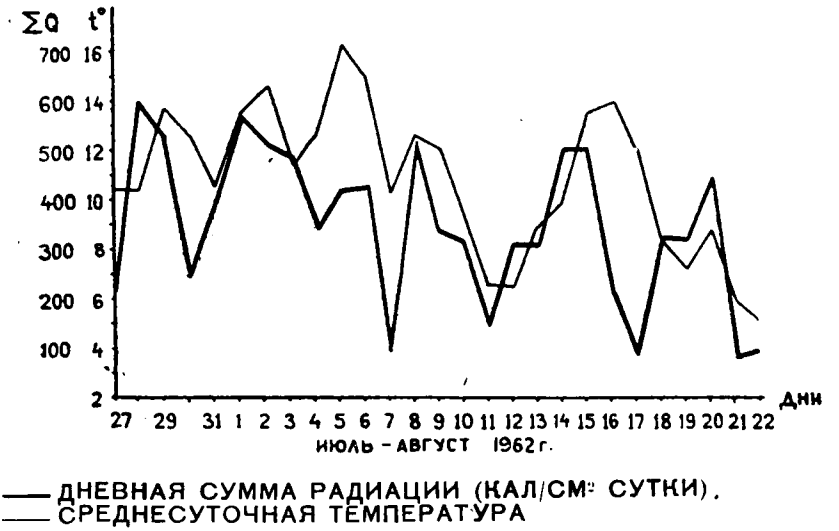


Рис. 12а. Суточный ход температуры воздуха и дневных сумм радиации. Пример теплого сезона.

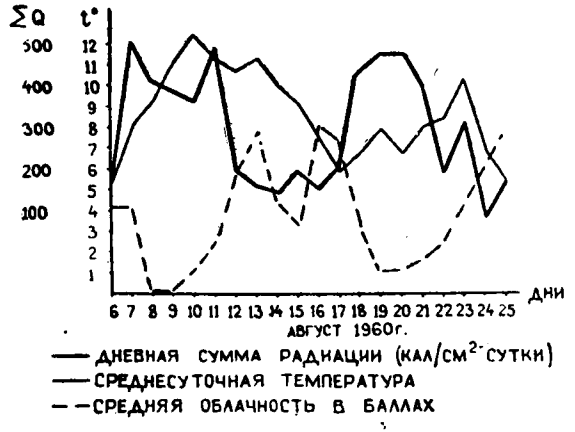


Рис. 12 б. Пример холодного сезона.

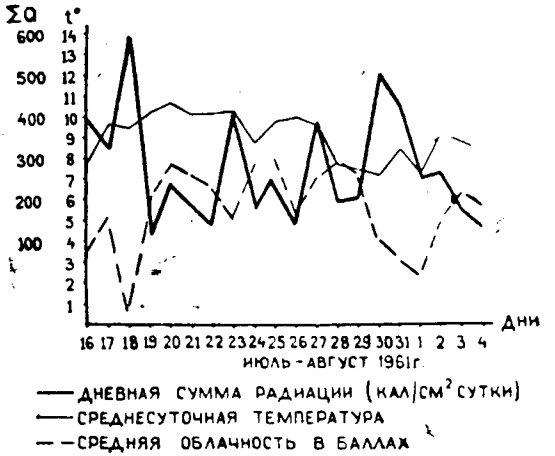


Рис. 12 в. Пример ровного хода температуры и резких колебаний сумм радиации.

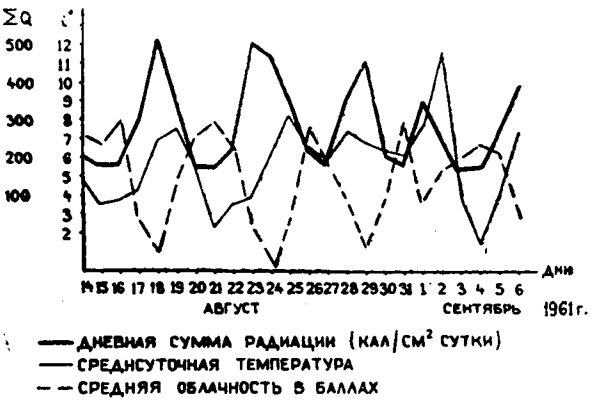
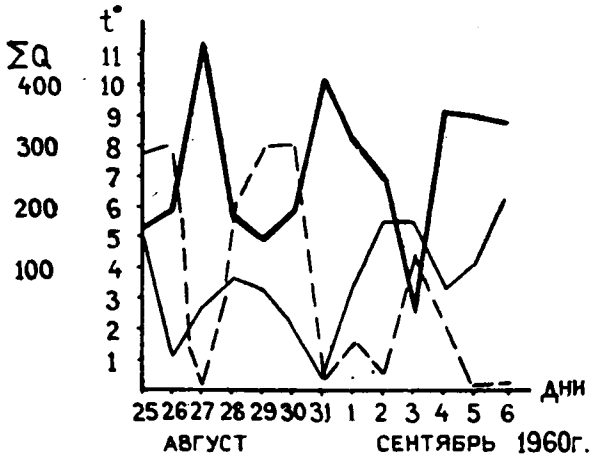


Рис. 12 г. Параллельность в ходе температуры и радиации.



— *дневная сумма радиации (кал/см сутки)*
— *среднесуточная температура*
-- *средняя облачность в баллах*

Рис. 12 д. Обратный ход температуры и радиации.

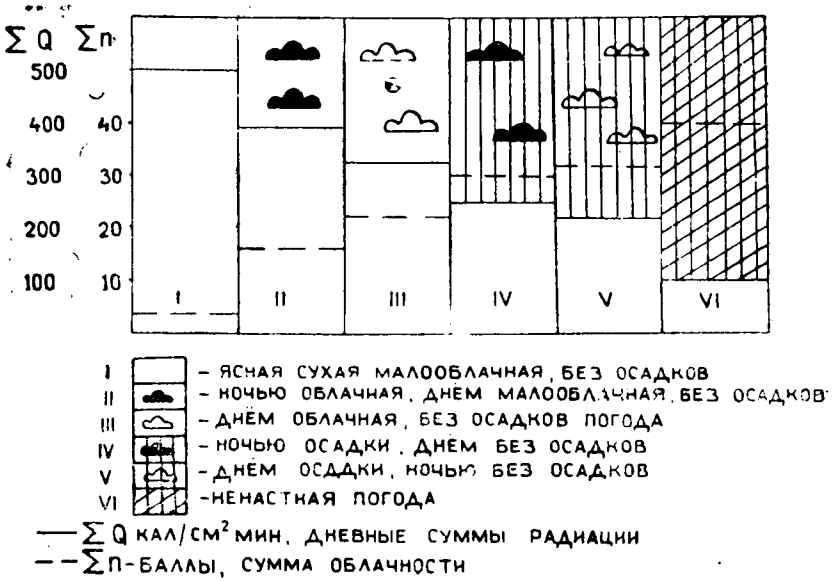


Рис. 13. Распределение дневных сумм радиации по типам погоды (пример).

годы и периоды, когда наблюдается наибольшая изменчивость в погодных условиях (рис. 12 б). Иногда довольно ровному ходу температуры могут соответствовать очень резкие колебания суммарных величин радиации (рис. 12 в). Иногда наблюдается параллельность в ходе температуры и радиации (рис. 12 г), а также отмечаются периоды с обратным ходом этих величин (рис. 12 д). Это обычно бывает после большого ненастья, особенно после снегопада, такая картина наблюдается после всех летних снегопадов.

Характерной чертой для всех случаев является то, что максимум суммарной радиации предшествует максимуму среднесуточных температур один-два дня, т. е. температура один-два дня сохраняет инерцию. Почти также дневные суммы радиации согласуются с дневными максимумами температур.

Величины дневной радиации на 1° среднесуточной температуры и на 1° температуры в 13 часов неустойчивы (даже их среднедекадные величины). Величины дневной радиации хорошо могут увязываться с типами погоды (рис. 13). Вероятно, для каждого типа погоды суммы дневной радиации будут колебаться в небольших пределах, но вопрос о типах погоды в Актру требует разработки.

Несмотря на то, что интенсивность суммарной радиации в Актру такая же, как в Мирном, и выше, чем на широте 50°, дневные, месячные суммы радиации гораздо ниже сумм радиации для станции Мирный и для 50° с. ш. Поэтому формула Савинова-Онгстрема $Q_n = Q_0 [1-(1-\kappa) n]$ с использованием средних коэффициентов для широты 50° не подходит, ошибка составляет более 40%. Необходимо для Актру вычислить Q_0 — дневная сумма радиации при ясном небе, n — средняя величина облачности в долях единицы, k — коэффициент, показывающий, какая доля солнечной радиации, падающей на верхнюю границу облаков, пропускается последними в том случае, если небо было покрыто полностью облаками. Из-за недостаточности данных по дневным суммам радиации эти величины требуют уточнения, поэтому они не приводятся в статье.

Недостаточность прямых данных не всегда позволяет воспользоваться теоретическими расчетами, тем не менее их можно связать как с метеорологическим режимом, так и с режимом ледников.

Важность решения вопроса о радиационном режиме Горного Алтая очевидна не только с точки зрения гляциологии, но и географии, синоптики, сельского хозяйства. Чтобы полнее решить его, необходимо наличие более длинного ряда наблюдений по более широкой программе, нежели осуществляется в Актру в настоящее время, необходима установка самописцев, регистрирующих приход и расходную часть радиации.

В ближайшее время необходимо хотя бы установить актинометрические наблюдения на всех действующих метеорологических станциях Горного Алтая. Очень интересны актинометрические наблюдения в зимнее время в долине Актру.

ЛИТЕРАТУРА

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II, Гидрометеоиздат, 1952.

Маркин В. А. Актинометрические наблюдения на ледниковом куполе Земли Франца-Иосифа. Сб. «Исследование ледников и ледниковых районов СССР», изд. АН СССР, вып. 1, 1961.

Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Гидрометеоиздат, Л., 1961.

Сивков С. И. Общий метод приведения интенсивности солнечной радиации к определенному числу масс атмосферы. Труды ГГО, вып. 14 (76), 1949.

Сивков С. И. Обобщение эмпирических зависимостей между интенсивностью радиации и прозрачностью атмосферы. Тр. ГГО, выпуск 115, 1960.

Субботина З. Е. Коэффициент прозрачности в Антарктиде. Тр. ГГО, вып. 115, 1960.

Тронов М. В. Основные черты связей между климатом и оледенением на Алтае. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, Томск, 1962.

Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Гидрометеоиздат, 1957.

Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. Гидрометеоиздат, 1957.

И. Я. ОЛЕЙНИК

СВОДНЫЕ ДАННЫЕ ОБ АБЛЯЦИИ ЛЕДНИКОВ АКТРУ в 1956—1963 гг.

Начиная с 1956 года на ледниках Большой Актру (главным образом, на левом потоке) и Малом Актру, впервые на Алтае, ледниковой экспедицией Томского государственного университета ведутся систематические реечные наблюдения за величиной абляции на открытых поверхностях льда. Работы по установке реек для измерения абляции, наблюдения за стаиванием осуществлялись главным образом И. Я. Олейник в 1956—1959 и 1963 годах, М. А. Душкиным в 1960—1962 годах и студентами (Подрезов, Бобылев, Гуляев Петров и др.). Отсчеты по рейкам снимались многими участниками экспедиции. Расположение общей сети реек для измерения абляции показано на схеме № 1. Рейки, по которым делались отсчеты каждый год, отвечены на схеме знаком (х).

Общую сводку полученных результатов наблюдений вместе с анализом зависимостей абляции от метеорологических условий сезонов, от абсолютной высоты и от других факторов намечено дать в отдельной подробной статье, в следующем сборнике «Гляциология Алтая».

В настоящей статье приводятся основные сводные данные, разделенные, с одной стороны, по месяцам и по сезонам, а с другой — по высотным уровням. Для ледника Малый Актру, конец которого спускается до 2220 м, взяты три высотных зоны: 1) 2220—2300 м, 2) 2300—2400 м, 3) близ уровня 2500 м, соответствующего сравнительно выровненному уступу ледника. На более высоких уровнях наблюдений не было по причине трудной доступности крутого ледопада. Левый поток Большого Актру или ледник Левый Актру доступен для наблюдений на большом протяжении. На нем для характеристики абляции выделены четыре высотных зоны, начиная от конца ледника (2450 м) и до снеговой линии (2950—3000 м). На правом потоке ледника Большой Актру систематические наблюдения производились лишь на нижнем ледниковом поле и относятся к уровню близ абсолютной высоты в 2450—2500 м.

Сводные таблицы для ледников Малый Актру и Большой Актру (табл. 1, 2 и 3) построены следующим образом. Во вто-

ром столбце указаны высотные зоны, а не абсолютные высоты отдельных реек. К каждой зоне, как правило, относятся несколько реек, что позволяет осреднять данные наблюдений и лучше судить о вертикальном градиенте абляции или о зависимости абляции от абсолютной высоты. В третьем столбце указаны фактические сроки наблюдений, которые менялись в зависимости от весеннего схода снежного покрова и осеннего закрытия ледников снегом. Наблюдения относятся к открытой поверхности льда. В следующих пяти столбцах указаны суммарные величины абляции по месяцам. В некоторых случаях сроки отсчетов не совпадали с началом

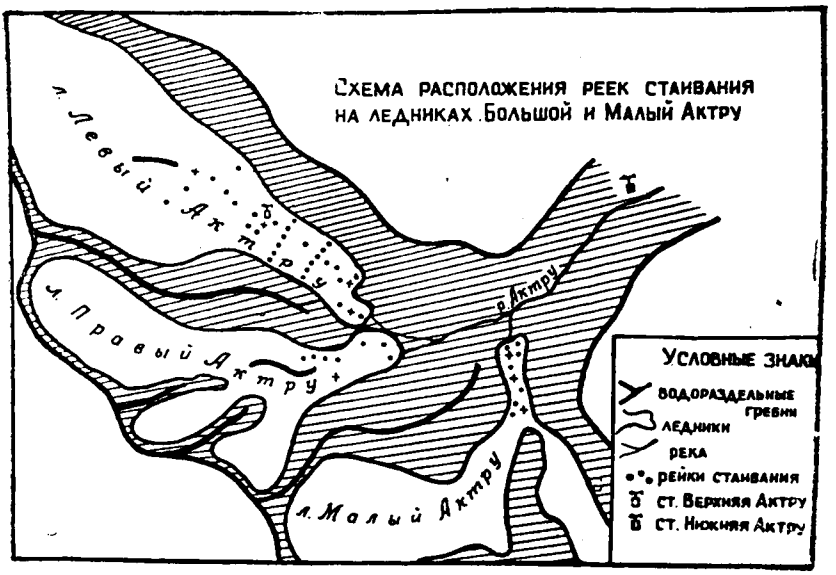


Рис. 1.

и концом того или иного месяца. В таких случаях в таблице указаны «приведенные» данные с учетом возможной величины таяния за недостающие или излишние дни в зависимости от метеорологических условий. Правильность приведения контролировалась на основании ежедневных отсчетов по некоторым основным рейкам (нижние рейки на Малом Актру, рейки у станции на Большом Актру). Возможные малые неточности за месячные сроки наблюдений полностью взаимно компенсируются в общих данных по сезонам. Иногда не было возможности сделать последние осенние отсчеты перед закрытием реек снежным покровом, а также начать новые наблюдения весной непосредственно с момента схода снежного покрова. Первые отсчеты в начале экспедиционных работ в таких случаях могут характеризовать величину абляции за несколь-

ко дней конца сезона одного года и несколько дней в начале абляционного периода следующего года. В этом случае число сантиметров абляции разбивается на осеннюю и весеннюю части (относящиеся к разным сезонам) с учетом метеорологических данных. Как правило, большая часть величины абляции в таких случаях должна быть отнесена не к концу первого сезона, а к началу второго. Исключение составляет 1959 год, когда в конце сентября месяца и первой недели октября имело место таяние на конце ледника Малый Актру. Такие «переходные» значения абляции сами по себе невелики, поэтому неточности разбивки не могут дать большой ошибки в суммарных данных. Не было бы больших ошибок и в том случае, если бы такие величины просто отнести к весенне-летним периодам. Числа в столбце «абляция за сезон» получены простым суммированием цифр по месяцам. В примечании дается пояснение разбивки величины абляции за переходные периоды одного года к другому.

Из приведенных в таблицах численных значений абляции можно видеть, что ее сезонные величины могут подвергаться очень большим колебаниям в отдельные годы. На конце Малого Актру максимальная сезонная величина абляции составила 655 см, а минимальная 334 см, или в два раза меньше. На больших высотных уровнях эти колебания, очевидно, должны иметь меньшую абсолютную величину, но относительную даже еще большую. У верхней метеорологической станции (2850 м) максимальная величина абляции составила 433 см, а минимальная только 94 см.

Особо интенсивной абляцией отличались годы 1959 и 1962, когда летние месяцы были теплыми и солнечными, абляционные периоды продолжительными и захватывали последнюю декаду мая и почти весь сентябрь месяц, как это имело место в 1959 году. В 1958 и 1961 годы абляция была, наоборот, уменьшенной по причине прохладных и укороченных летних сезонов. Изменения абляции, взятые по отдельным месяцам, весьма неодинаковые, как показывают следующие цифры.

Абляция на нижнем уровне Малого Актру, *см*

	V	VI	VII	VIII	IX	Сезон
Средняя	12	91	186	146	32	467
Максимальная	31	176	222	174	76	655
Минимальная	0	10	154	116	8	362
Разность	31	166	68	58	68	293

Величины абляции в июле и августе сравнительно устойчивы по той причине, что невелики и изменения средних темпе-

Таблица 1

Сводная таблица величин абляции на леднике Малый Актру

Годы наблюдений	Абсолютные высоты, м	Период наблюдений	Величина абляции по месяцам, в см					Абляция за сезон	Примечание
			V	VI	VII	VIII	IX		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1956	2200—2300	24/VI—12/IX		28	182	116	25	351	Большая часть абляции „переходного" периода 1956—1957 гг. относится к июню м-цу 1957 г.
	2300—2400	„		27	158	95	20	300	
	2500	„		23	124	93	17	257	
1957	2200—2300	29/VI—16/IX		100	185	147	28	460	
	2300—2400	„		85	164	128		377	
	2500	„		70	145	95		310	
1958	2200—2300	22/VI—11/IX		10	174	158	27	369	
	2300—2400	„		6	162	124	26	318	
	2500	22/VI— 4/IX			122	117	5	244	
1959	2200—2300	22/V—1—5/X	31	170	222	156	76	655	Абляция „переходного" периода 1959—1960 гг. относится к сентябрю и началу октября 1959 и маю 1960 гг.
	2300—2400	„	23	168	170	126	62	549	
	2500	„		120	164	113	29	426	

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1960	2200—2300	28/V—15/IX	19	66	177	152	34	448	Абляция „переходного" периода 1960—1961 гг. относится к июню и началу июля м-цев 1961 г.
	2300—2400	"	7	63	159	133	27	389	
	2500	"		41	129	97	19	286	
1961	2200—2300	7/VII—10/IX		50	154	137	21	362	
	2300—2400	"		43	129	104	11	287	
	2500	"		31	110	86	7	234	
1962	2200—2300	2/VI—18/IX	30	176	190	174	40	610	Абляция „переходного" периода 1961—1962 гг. относится к маю месяцу 1962 г.
	2300—2400	"	24	145	165	141	39	514	
	2500	"	11	111	141	135	26	424	
1963	2200—2300	25/V—21/IX	13	126	202	132	8	481	
	2300—2400	"		102	165	103		370	
	2500	21/VI—21/IX		84	142	116		342	

Таблица 2

Сводная таблица

величин абляции на правом потоке ледника Большой Актру

Годы наблюдений	Абсолютные высоты, м	Период наблюдений	Величина абляции по месяцам, в см					Абляция за сезон, см	
			V	VI	VII	VIII	IX		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1956	2400—2500	8/VII—2/IX			160	131	20	311	
	2600—2700	10/VII—2/IX			111	93	15	219	
	2800—2850	»			108	78		186	
	2950—3000	»			86	76		162	
1957	2400—2500	3/VII—24/VIII		85	181	131		397	Большая часть абляции „переходного" периода 1956—1957 гг. относится к июню м-цу 1957 г.
	2600—2700	»		76	151	101		328	
	2800—2850	»		31	117	73		221	
	2950—3000	»		27	108	67		202	
1958	2400—2500	24/VII—8/IX			82	150	50	282	
	2600—2700	»			65	123	28	206	
	2800—2850	10/VIII—8/IX				81	13	94	Абляция "переходного" периода 1958—1959 гг. относится к маю и июню месяцам 1959 г.
	2950—3000	14/VIII—4/IX				48	7	55	

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1959	2400—2500	2/VI— 18/IX	15	117	168	147	89	536	Абляция „переходного" периода 1959—1960 гг. относится к июню и июлю месяцам 1960 г. Абляция „переходного" периода 1960—1961 гг. относится к июню—июлю м-цам 1961 года Абляция „переходного" периода 1961—1962 гг. относится к маю—июню м-цам 1962 г. Абляция „переходного" периода 1962—1963 гг. относится к июню м-цу 1963 г.
	2600—2700	„	10	105	192	132	86	525	
	2800—2850	24/VI—18/IX		47	139	110	53	349	
	2950—3000	„		37	137	109	55	338	
1960	2400—2500	18/VII — 20/VIII		40	147	141		328	
	2800—2850	1/VIII — 23/VIII				105			
1961	2400—2500	9/VII—18/IX		34	117	85	22	258	
	2600—2700	„		26	94	69	10	199	
	2800—2850	10/VII—18/IX		20	76	62	11	169	
1962	2400—2500	8/VI— 17/IX	19	141	168	163	35	529	
	2600—2700	7/VI—17/IX	18	138	154	150	37	497	
	2800—2850	„	5	107	137	154	30	433	
1963	2400—2500	20/VI—13/IX		87	185	128		400	
	2600—2700	20/VI—14/IX		90	182	141		413	
	2800—2850	20/VI—14/IX		12	148	124		284	
	2950—3000	17/VII—14/IX			71	125		196	

Таблица 3

Сводная таблица величин абляции на леднике Большой Актру (левый поток)

Годы наблюдений	Абсолютные высоты, м	Период наблюдений	Величина абляции по месяцам, в см					Абляция за сезон, см	Примечание
			V	VI	VII	VIII	IX		
1957	2500	15/VII—20/VIII			87	110		197	
1958	2500	7/VIII—8/IX				113	33	146	Абляция „переходного" периода 1958—1959 гг. относится к маю—июню м-цам 1959 г.
1959	2500	24/VI—18/IX	10	100	172	151	57	490	Абляция „переходного" периода 1959—1960 гг. относится к июню—июлю м-цам 1960 г.
1960	2500	18/VII—20/VIII		40	164	134		338	
1961	2500	9/VII—19/IX		30	112	88	17	247	Абляция „переходного" периода 1960—1961 гг. относится к июню—июлю м-цам 1961 г.
1962	2500	8/VI—21/IX	15	150	183	170	34	552	Абляция „переходного" периода 1961—1962 гг. относится к маю—июню м-цам 1962 г.
1963	2500	20/VI—13/IX		76	187	146		409	

ратур воздуха за эти месяцы: в июле (по станции Нижняя Актру) от 9,1 до 10,3; в августе — от 7,5 до 8,4. В июне и в сентябре эти температурные различия в 2—3 раза больше. Величина абляции особенно неустойчива в июне, так как возможны и длительная задержка снежного покрова на леднике, и, наоборот, интенсивная абляция при сильной инсоляции. В сентябре не может быть такой абляции, как в июне, так как короче день и солнце не поднимается высоко.

В связи с большой изменяемостью величин абляции в начале и в конце лета продолжительность абляционного периода выступает на первый план как фактор, обусловливающий изменения сезонных величин абляции. Отмечая даты начала и конца абляционного периода по срокам обнажения от снега в начале лета нижней части языка Малого Актру и его закрытие осенью, получим следующую таблицу.

Продолжительность абляционного периода в бассейне Актру (в днях)

1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
85—90	80	120	90	80—85	115	95

Большой интерес в общей оценке абляции ледников представляют величины ее вертикального градиента. Приведем следующие наиболее характерные цифры, отдельно по леднику Малый Актру и по левому потоку Большого Актру.

Малый Актру

Средняя за 8 лет величина абляции на уровне 2200—2300 м	— 467 см
Эта же абляция на уровне 2500 м	— 315 см
Разность	— 152 см
Градиент абляции, рассчитанный на 100 м	— 61 см

Левый поток Большого Актру

Средняя за 7 лет величина абляции на уровне 2400—2500 м	— 387 см
Эта же абляция на уровне 2800 — 2850 м	— 248 см
Разность	— 139 см
Градиент абляции, расчитанный на 100 м	— 35 см

Бóльшая величина градиента абляции на Малом Актру, по-видимому, может быть объяснена интенсивным сдуванием снега ветром в нижней части ледника. Вообще же зависимость градиента абляции от различных факторов требует специального анализа. Как было уже указано в начале статьи, рассмотрение этих вопросов намечено изложить в отдельной статье.

Н. И. ИВАНОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ ГОРНОГО УЗЛА БИШ-ИИРДУ

1. Общие замечания о значении снежного покрова

Результаты работ гляциологического отряда Томского университета в течение нескольких лет в ледниковом районе Северо-Чуйских гор, анализ данных некоторых метеостанций Горного Алтая и некоторые личные наблюдения автора летом 1962 года позволяют до известной степени охарактеризовать распределение снежного покрова на северных склонах Биш-Иирду.

На исключительно большую роль снежного покрова, как одного из важнейших факторов всего физико-географического процесса неоднократно указывали многие авторы (А. И. Воейков, 1889; Г. Д. Рихтер, 1949).

В высоких горах роль снежного покрова еще возрастает и становится крайне сложной. Влияние снежного покрова на циркуляцию воздуха и на климат становится гораздо более длительным, чем на равнинах.

На высоких уровнях хребтов твердые осадки питают ледники и способствуют возникновению снежно-ледяных образований при наличии соответствующих условий климата, характера рельефа.

Снежный покров оказывает очень большое и сложное влияние на режим стока рек по причинам неравномерного залегания снега в условиях расчлененного рельефа, а также неодновременного его таяния на разных высотных уровнях. Очень сложной является гидрологическая задача определения доли талых вод в общем речном стоке.

Рельефообразующая роль снежного покрова особенно велика благодаря массовому образованию снежников. Возникает сложная геоморфологическая и гляциологическая проблема образования таких форм рельефа склонов (например, кара), где роли снежников и малых ледников переплетаются. Она отмечена многими авторами (Матсесс, 1940; Толмачев, 1913; Боч, 1948; Солнцев, 1949), но требует новых исследований в каждом ледниковом районе.

Вполне естественно, что изучение снежного покрова входит в комплекс гляциологических исследований. При этом

особое значение отдельных форм и случаев залегания снежного покрова выясняется лучше, если известны общие закономерности распределения снежного покрова в зависимости от высоты, т. е. в разных высотных поясах горных склонов.

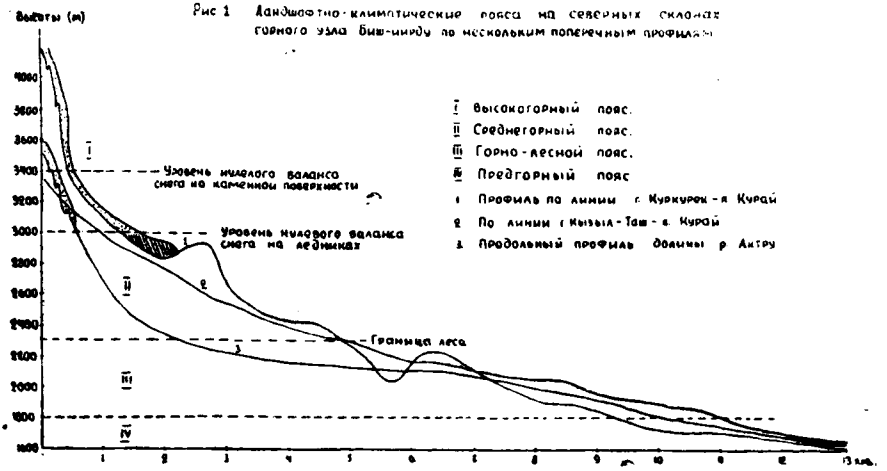


Рис. 1. Ландшафтно-климатические пояса на северных склонах горного узла Биш-Иирду по нескольким поперечным профилям.

2. Вертикальные ландшафтно-климатические пояса на северных склонах горного узла Биш-Иирду

Северные склоны Биш-Иирду, заключающие в себе крупные ледниковые бассейны Актру, Корумду и Маашей, поднимаются круто над степью Тетё и над широкой долиной р. Ештык-коля с высоты 1600—1700 м и до высоты 3600—4000 м (вершина Актру-Баш, 4075 м), т. е. имеют вертикальную протяженность более 2000 м. На таком большом протяжении свойства и роль снежного покрова будут зависеть и от абсолютной высоты, и от характера природных ландшафтов.

На северных склонах Биш-Иирду четко выделяются четыре ландшафтно-климатических пояса, а именно:

1. Высокогорный пояс, занимающий наиболее высокие уровни хребтов с альпийскими формами рельефа, сильно расчлененный морозным выветриванием, процессами нивации и эрозии. Здесь сосредоточена область питания современного оледенения. Нижней границей пояса надо считать уровень снеговой линии на высоте 2900—3000 м.

2. Среднегорный пояс, опускающийся до границы леса на высоте в 2300 м и имеющий вертикальную протяженность 600—700 м. Но внутри пояса возникают большие природные различия. Сюда относится и выровненная ступень

со средней абсолютной высотой в 2500 м, примыкающая к гребням Биш-Иирду, и верхние участки долин рек с ледниковыми языками и моренами. Поверхность ступени покрыта кустарниками, мхами и альпийскими лугами.

3. Горно-лесной пояс занимает пологие склоны древней поверхности выравнивания, врезанные в нее долины ледниковых рек и часть предгорной долины р. Ештык-коля. Верхней границей пояса может служить верхняя граница произрастания лесной растительности на склонах, а также в долинах крупных рек. Она проходит здесь на высоте около 2300 м над уровнем моря с небольшими отклонениями. Весь пояс покрыт лесной растительностью, состоящей из лиственницы, кедра, к которым ниже присоединяются ель и пихта.

4. Предгорный пояс характеризуется холмисто-грядовым ландшафтом древних стадиальных морен былого большого определения с растительным покровом лесостепного типа. Пояс охватывает предгорную часть долины р. Ештык-коля и междуречное пространство рек Чуи и Ештык-коля со средней высотой 1800—1900 м над уровнем моря. К востоку пояс переходит в ровную степь Тетё (1600—1700 м).

Необходимо оговориться, что это выделение поясов имеет, так сказать, местное или относительное значение. По отношению ко всему Алтаю весь район можно назвать высокогорным. Особенности распределения снежного покрова находятся в прямой зависимости от годового количества осадков, выпадающих на различных высотных уровнях, а также от температурных условий. Приводим имеющиеся справочные данные по станциям высокогорного Алтая, к которым добавлены новые данные по станции Нижняя Актру (табл. 1).

Как видно из табл. 1, количество осадков увеличивается по мере увеличения абсолютной высоты местности. Исключение составляет ст. Кош-Агач, расположенная почти в центре сухой обширной высокогорной Чуйской степи к востоку от Северо-Чуйских гор.

Надо заметить, однако, что в действительности на склонах высоких гор осадков выпадает намного больше, чем показано в таблице. Об этом свидетельствуют данные о величинах речного стока. Приводим такие данные по работе А. М. Комлева (1961).

Годовые суммы осадков в горных условиях, где дождевые и талые воды быстро стекают в речные русла, надо увеличить примерно в полтора раза по сравнению со слоем стока. Они должны, следовательно, в районе Актру достигать 1000 мм, а в районе г. Белухи (исток Катуни) превышать 1500 мм. Еще большие суммы осадков (также оцененные по речному стоку) приводятся на схеме распределения осадков на высокогорном Алтае В. И. Русанова (1961) (рис. 2).

Таблица 1

Средние годовые и месячные температуры воздуха и количества осадков

Станции	высота, м	Температура воздуха												Осадки в мм		
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Холодн. период (XI—III)	Теплый период (IV—X)	Годовое количество
Онгудай	810	-20,8	—19,3	—9,4	2,3	9,4	14,2	16,6	14,0	8,1	0,3	—11,0	—17,4	—1,1	50	310	360
Катанда	900	—22,6	—20,2	—10,8	1,2	8,8	13,8	15,8	13,6	7,9	—0,3	—12,0	—18,9	—2,0	76	361	437
Аккем	2050	—19,6	—15,8	—11,3	—4,9	2,4	7,1	8,8	7,3	2,8	—5,2	—13,4	—16,8	—4,8	75	396	471
Кара-Тюрек	2600														93	443	536
Кош-Агач	1758	—31,7	—30,6	—19,8	2,8	5,9	11,9	14,4	12,2	5,1	—4,6	—18,0	—28,1	—7,2	22	101	123
Нижн. Актру	2150	—19,1	—16,2	—10,1	—2,2	4,6	8,2	10,3	8,1	6,3	—2,6	—16,6	—21,1	—4,2	222	478	700

Примечание ред. Приводимые автором справочные цифры являются несколько устаревшими, однако основные соотношения между ними остаются правильными.

Необходимы еще дальнейшие уточнения этих данных. Но во всяком случае количество осадков на склонах Биш-Иирду близко к 1000 мм. Это примерно в пять раз больше, чем в Курайской степи, расположенной совсем близко к северным склонам Биш-Иирду.

Таблица 2

Средний годовой сток некоторых рек бассейна реки Катуни (в мм слоя)

Реки	Пунк.	Площадь бассейна, км²	Средн. высота басс., м. абс.	Годы наблюдений	Слой стока, мм
Катунь	у подножия г. Белухи	65	(3100)	1933—1935	(1040)
Катунь	Тюнгур	13490	1720	1933—1935	645
Курган	Бедняк	617	2210	1933	(630)
Кучерла	Кучерла	600	2320	1933	1114
Чаган	Кызыл-Маны	365	2760	1951—1959	544
Актру	Альплагерь	42	(3000)	1958—1959	664
Урсул	Онгудай	3260	1510	1934—1958	167

Высота снежного покрова и запас воды в нем будут, очевидно, зависеть от того, сколько осадков выпадает в холодное

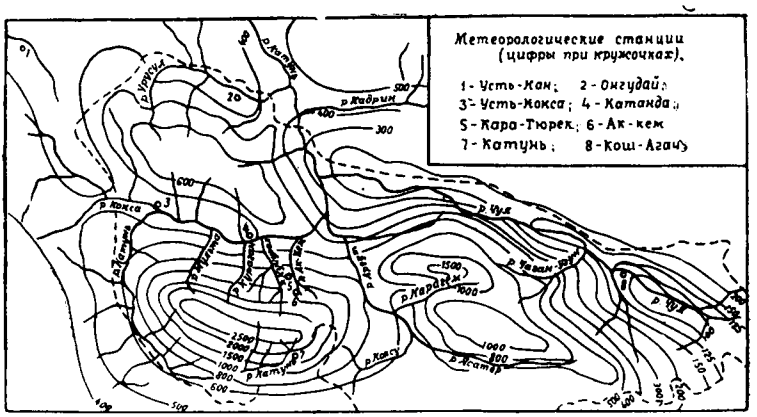


Рис. 2. Карта годового количества осадков в Центральном Алтае (по В. И. Русанову)

время года в твердом виде. По мере поднятия вверх по склону эти показатели возрастают по двум причинам:

Таблица 3

Высота снежного покрова по декадам (см) на станции Нижняя Актру

Годы	Рейки	Октябрь			Ноябрь			Декабрь			Январь			Февраль			Март			Апрель			Май			Наиболь. высота за зиму
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
1958—	откр.	10	10	10	10	10	15	10	10	13	30	30	30	30	30	40	41	48	65	65	65	65	0	10	0	67
1959	в лесу	0	0	29	30	31	31	34	40	45	65	68	69	70	72	75	75	90	92	98	113	97	82	60	56	113
1959—	откр.	0	15	0	10	10	0	0	0	0	11	10	10	10	10	12	11	11	12	15	22	22	0	10	0	22
1960	в лесу	0	0	0	39	37	38	38	39	110	45	45	47	49	48	48	49	47	50	47	50	54	0	0	0	110

1. увеличения общего количества осадков;
2. понижения температуры воздуха (в теплый период года) и увеличения процента осадков, выпадающих в твердом виде.

Процент этот может быть оценен, а отсюда появляется возможность произвести некоторый общий расчет распределения снежного покрова на северных склонах Биш-Иирду. Но сначала остановимся на имеющихся материалах непосредственных наблюдений.

3. Снежный покров и аккумуляция снега в бассейне Актру

Станция Нижняя Актру по наблюдениям за два зимних сезона (1958—59 годы, 1959—1960 годы) отметила следующие высоты снежного покрова в верхней части долины Актру (табл. 3).

Приведенные цифры представляют осредненные данные наблюдений по двум рейкам, расположенным по-разному. Они показывают значительную, но и не очень большую высоту зимнего снежного покрова в верхней части долины Актру. Сопоставление с данными других станций высокогорного Алтая (правда, не вполне надежно) позволяет оценить норму максимальной высоты снежного покрова для верхней части долины Актру около 1 м. Продолжительность залегания снежного покрова составляет около 260 дней. В некоторые годы снег, обновляясь не только в мае, но и в июне, может сохраниться надолго. В конце мая 1960 года в районе Альплагеря наблюдался снежный покров, частью пятнами, высотой в 10—15 см. В середине июня после неоднократных снегопадов также отмечена толщина снега до 30—40 см. Однако в собственно ледниковой зоне снежный покров лежит еще дольше, что видно из табл. 4 (в днях).

Таблица 4

Годы наблюдений	2200—2280		2400—2480		2850—2900		3150—3250	
	ледн.	камень	ледн.	камень	ледн.	камень	ледн.	камень
1958	285	240	290	250	320	295	365	320
1959	255	225	260	225	305	280	345	305
1960	295	250	300	255	325	300	365	330

Следует напомнить, что на высоких уровнях общее число дней со снежным покровом частично увеличивается за счет летних снегопадов. Очень сильно проявляется влияние холодной подстилающей поверхности на ледниках. По сравнению с каменными поверхностями продолжительность залегания

Таблица 5

Данные снегосъемок на поверхности ледника Н. Актру

28 мая						4 июня						16 июня					
профиль I		профиль II		профиль III		профиль I		профиль II		профиль III		профиль I		профиль II		профиль III	
точки	h/p	точки	h/p	точки	h/p	точки	h/p	точки	h/p	точки	h/p	точки	h/p	точки	h/p	точки	h/p
1	85/0,3	1	31/0,3	1	80/0,3	1	60/0,4	1	30/0,46	1	60/0,4	—	—	1	28/0,4	1	40/0,3
2	83/0,3	2	40/0,4	2	35/0,42	2	63/0,4	2	38/0,3	2	30/0,4	—	—	2	26/0,4	2	25/0,4
3	65/0,3	3	79/0,3	3	90/0,27	3	45/0,4	3	75/0,4	3	55/0,3	3	—	3	40/0,5		—
4	56/0,3	—	—	—	—	4	29/0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	32/0,5	—	—	—	—	5	25/0,46	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—
6	16/0,4	—	—	—	—	6	8/0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	33/0,4	—	—	—	—	7	35/0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	69/0,4	—	—	—	—	8	60/0,3	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—
9	90/0,4	—	—	—	—	9	34/0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: h—высота снега в см; p—плотность снега в г/см^3

увеличивается более чем на месяц. Снеговая линия на леднике, очевидно, располагается в той зоне, где годовое число дней со снежным покровом достигает 365.

Насколько долго задерживается снег на ледниках, показывают также снегосъемки, выполненные в 1960 году сотрудником кабинета гляциологии М. А. Душкиным в конце мая и в первой половине июня месяца по нескольким профилям и отдельным точкам на поверхности ледников Малый и Большой Актру (рис. 3 и табл. 5).

Совершенно очевидно, что зимний период формирования снежного покрова на ледниках намного удлинен по сравнению с лежащим ниже дном долины, увеличен процент осадков, выпадающих в твердом виде. Большая величина водоза-

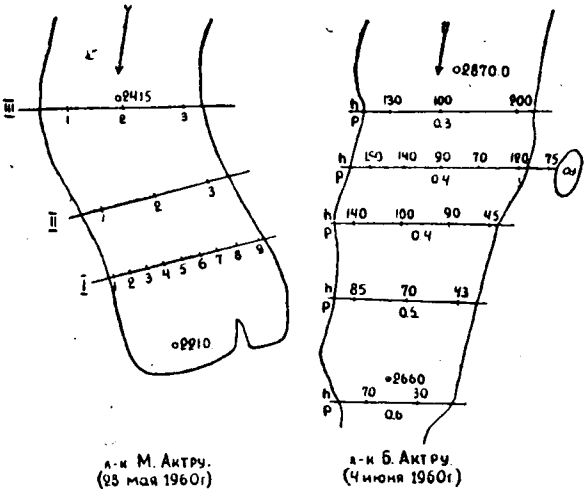


Рис. 3. Распределение снегомерных точек на ледниках Актру (h — высота снежного покрова, p — плотность снега).

пасов в снежном покрове на Б. Актру указывает, по-видимому, и на общее увеличение количества осадков. Но к полученным выводам надо сделать то примечание, что в 1960 г. ледники стали открываться от снега позже обычного.

На еще более высоких уровнях снежный покров образует годичные фирновые слои, обозначенные каждый обледенелой (летней) прослойкой. Плотности фирна в них составляют 0,50—0,70 г/см³. Или непосредственно на месте, или издали при помощи теодолита удается проследить, в особенности на фирновых обрывах, «пачки» по 10—12 и больше таких слоев. Это значит, что сразу можно получить некоторую осредненную оценку ежегодного снегонакопления. Приводим некоторые данные из большого ряда наблюдений (табл. 6).

Вывод об увеличении мощности снежного покрова с высотой подтверждается явным образом, наблюдается и некоторое общее увеличение годовых сумм осадков.

Таблица 6

Годовые слои аккумуляции осадков на высоких уровнях (июль, 1962 г.)

Место наблюдений	Высота, м	Слои, см	Водозапасы при коэф. 0,63
Ледн. Б. Актру, на склоне против озера	3400—3500	134,0	844,2 мм
Ледн. Б. Актру, обрыв на правой стороне ледника	3100—3200	146,0	919,9 мм
Ледн. Ян-Карасу, с ледн. Контейнер	3250—3200	122,0	768,6 мм

О мощности и плотности снежной толщи в карах можно судить по данным измерений величин стаивания снежника, расположенного над Альплагерем на высоте около 2700 м. За июль — август 1962 года вытаял слой снега в 160 см с плотностью снега в начале июля 0,40, а в конце августа — 0,52—0,55 г/см^3. Под этим вытаявшим слоем оставалась еще толща снега значительной мощности. Если иметь в виду и слой снега, стаявшего еще в мае и июне, то суммарная мощность снежной толщи снежника за холодный период, по крайней мере, составит 7—8 м. В других карах эта величина может достичь 8—10 м и выше в зависимости от степени снегонакопления лавинами и перевеванием снега через крутые стенки кара.

Изменения величины стаивания снежника на конце ледника Передового (схема и рис. 1) за период с 24 июня по 28 июля дают следующие результаты: на высоте 2610 м стаял слой снега в 650 мм, а на высоте 2640 м — 630 мм. В июне плотность снега равнялась 0,38, а в конце июля — 0,50 г/см^3. Такая сравнительно малая величина стаивания снежника здесь по сравнению со снежником над Альплагерем объясняется в основном северной экспозицией и большой затененностью снежника. Необходимо иметь в виду и месяцы весеннего и летнего стаивания.

Величины стаивания снега на поверхности снежно-ледяного поля «Учитель», расположенного на высоте около 3050 м приведены в табл. 7.

Интересно отметить, что наряду с таянием снега наблюдалось некоторое нарастание толщи льда под снегом, за период наблюдений оно достигло 2—3 см. Кроме того, были измерены и мощности снежной толщи по ряду новых забуренных в лед под снегом реек от самого верха до низа снежной толщи на

Таблица 7

Величина стаивания снега на снежно-ледяном поле «Учитель» за период с 26 июня по 9 июля 1962 г.

Рейки	Высота, *м*	Величина стаивания, *см*	Плотность, *г/см³*	
			26 июня	9 июля
1	3015	33	0,30	0,31
2	3050	31	0,28	0,30
3	3070	30	0,29	0,30

протяжении около 200 м. Результаты измерений показаны в табл. 8.

Таблица 8

Мощности снежного покрова по продольному профилю снежно-ледяного поля «Учитель»

Дата	Рейки	Высота реек, *м*	Высота сн. покрова, см	Плотность снега, г/см³	Примечание
9	1	3025	85		
июля	2	3040	60	от 0,30	
1962 г.	3	3050	56	до 0,33	
	4	3055	48		
	5	3065	42		
	6	3075	55		
	7	3085	50		

Примечание: 1. Средняя толщина снега — 566,0 м. 2. В первых числах августа весь сезонный снег стаял. 3. Высоты снежной толщи завышены, так как отсчеты брались отвесно к поверхности снежника, а не перпендикулярно.

Приведенные ограниченные данные показывают, что снежный покров в бассейне Актру и тем более вообще на северных склонах Биш-Иирду изучен недостаточно. Пока могут быть сделаны лишь самые общие выводы:

1. Снежный покров на высоких уровнях (выше снеговой линии) почти не подвергается таянию и является источником питания ледников, содержит водозапасы, практически равные годовой сумме осадков.

2. Снежный покров в связи с особенностями рельефа залегает крайне неравномерно и образует снежники с разной степенью устойчивости в течение лета. На ледниковых языках,

благодаря влиянию холодной поверхности, снежный покров задерживается на 1—1,5 месяца дольше, чем на соседних каменистых поверхностях.

3. С высоты 2000 м — 3800 м величина водозапасов возрастает примерно с 500 до 1000 мм. Увеличивается также и высота снежного покрова.

4. При переходе от прилегающих степных участков к северным склонам. Биш-Иирду наблюдается резкое увеличение высоты снежного покрова, но для количественной оценки пока нет материалов прямых наблюдений.

Эти недостаточные сами по себе данные все же могут быть использованы для общей характеристики снежного покрова на северных склонах Биш-Иирду.

4. Некоторые расчетные данные о снежном покрове в горах Биш-Иирду

В связи с недостатком непосредственных наблюдений за снежным покровом в горах Биш-Иирду представляется необходимым использовать возможность получения дополнительных данных при помощи простых расчетов, хотя бы ориентировочно.

Основанием для расчета может служить, во-первых, установленное закономерное увеличение осадков с высотой и, во-вторых, увеличение с высотой процента твердых осадков в общей их годовой сумме. Это последнее означает фактическое удлинение холодного периода года и увеличение продолжительности залегания снежного покрова.

Расчет на такой основе в первую очередь будет относиться не к высоте снежного покрова, а к водозапасам в снеге, но это даже более важно.

По данным метеостанций Горного Алтая, наблюдается общее увеличение годового количества осадков с высотой и по мере продвижения с востока на запад (табл. 1). Большинство из этих станций расположено на дне горных долин, за исключением ст. Кара-Тюрек. Поэтому эти станции не могут отражать на высоких уровнях хребтов годовой ход осадков, и потому они не репрезентативны.

Картина распределения осадков на склонах хребтов наиболее удовлетворительно получается по величинам стока горных рек, который позволяет рассчитать годовые суммы атмосферных осадков, а отсюда и приближенную величину суммы осадков в твердом виде. По данным исследований С. Г. Чемоданова, Н. М. Алюшинской и В. И. Русанова для высокогорной части Алтая коэффициент стока равняется от 0,70 до 0,80. Ниже приводится карта годового количества осадков в Центральном Алтае, составленная Русановым (рис. 2).

Таблица 9

Примерный расчет распределения осадков и снежного покрова на различных высотных уровнях северного склона горного узла Биш-Ирду

Пункты наблюдений	Абсолютные высоты, *м*	Градиент осадков, *мм*/100 *м*	Годовое количество осадков, мм	Количество твердых осадков в процентах от годового, %	Количество осадков за холодный период, мм	Высота снежного покрова, см при плотности снега, г/см³				Соответствующие уровни распределения снежного покрова	
						0.20	0.30	0.40	0.50	Зоны	Пояса
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
пос. Курай	1550		200,0	28	56,0	28	19	14	11	IV Зона сезонного снежного покрова	Предгорный пояс
	1650	75	275,0	29	78,0	39	26	21	16		
	1750	75	350,0	30	105,0	52	35	26	21		Долины ледниковых рек
	1850	75	425,0	31	130,0	65	43	33	26		
	1950	75	500,0	32	160,0	80	53	40	32		
	2050	75	575,0	33	188,0	94	64	47	38		Горно-лесной пояс
ст. Нижняя Актру	2150	75	650,0	34	219,0	110	73	55	44		
	2250	31	681,0	37	252,0	126	84	63	50	III Зона длительного залегания снежного покрова и снежников	Пояс древней поверхности выравнивания
	2350	31	712,0	43	305,0	152	102	77	61		
	2450	31	743,0	49	366,0	183	122	91	75		
	2550	31	774,0	55	423,0	211	141	106	85		Пояс крутых склонов с ледниковыми языками
	2650	31	805,0	61	488,0	244	163	122	98		
	2750	31	837,0	67	563,0	282	188	140	113		

Продолжение таблицы 9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Годовые слои аккумуляции осадков в бассейне ледника Большого Актру	2850	31	868,0	73	635,0	317	212	159	127	II Зона частичного накопления осадков	Пояс фирновых бассейнов ледников
	2950	31	900,0	79	711,0	355	237	178	142		
	3050	20	920,0	83	764,0	382	255	191	153		
	3150	20	940,0	87	818,0	410	273	205	164		
	3250	20	960,0	91	874,0	437	291	218	175		
	3350	20	980,0	95	931,0	466	301	233	186		
	3450	20	1000,0	100	1000,0	500	333	250	200	I Зона чистой аккумуляции осадков	Пояс вечных снегов
	4000	20	1000,0	100	1000,0	500	333	250	200		

Как показывает карта, на Катунском хребте в снежно-ледниковой зоне выпадает до 2500 мм и выше осадков, а на Северо-Чуйских горах в зонах чистой аккумуляции и частичного накопления осадков до 1500 мм. Однако здесь уместно указать на то, что другие авторы, в частности А. М. Комлев, считают величины годовых сумм осадков в Центральном Алтае, определенные В. И. Русановым, переувеличенными примерно в полтора раза.

К сожалению, не удается использовать сравнение района северных склонов Биш-Иирду с северными склонами Катунского хребта: там данные станции Аккем, хотя и приближенной к склонам г. Белухи, сравниваемые с данными по станции Катанде, совсем не отражают закономерного увеличения количества осадков с высотой. А станция Кара-Тюрек на высоте 2750 м расположена на открытом водоразделе, откуда снег сдувается сильными ветрами.

Однако закономерное изменение (увеличение) количества осадков при приближении с севера к склонам Биш-Иирду кажется более определенным. Так, в Курайской степи на высоте 1550 м, судя по карте, годовое количество осадков получается в 250 мм. Но если эту сумму осадков сопоставить с данными станции Кош-Агач в Чуйской степи, где выпадает примерно 100 м осадков в год, то сумму осадков в Курайской степи можно считать равной примерно 200 мм. На высотных уровнях порядка 2100—2200 м, по показаниям ст. Актру, выпадает в среднем от 650 до 700 мм осадков в год, а на уровнях хребтов выше 3300—3400 м, как было уже указано, — до 900 и выше. Следовательно, можно рассчитать по осадочным градиентам приближенное распределение осадков на разных высотах (табл. 9).

Чтобы рассчитать возможную мощность снежного покрова, необходимо учитывать вероятное изменение процента твердых осадков в зависимости от высоты.

Для этого обратимся к некоторым сравнительным данным. Ниже приводятся таблицы, показывающие изменения количества твердых осадков в процентах от высоты в Альпах (по Б. П. Алисову, 1952) и в Средней Азии (по В. Л. Шульц, 1949).

Таблица 10

Процент осадков, выпадающих в твердом виде в зависимости от высоты над уровнем моря (Альпы)

Высота, *м*	200	400	600	800	1000	1200	1400	2000
% % снежных осадков	5	10	14	20	25	32	39	60
Высота, *м*	2200	2 400	2600	2800	3000	3200	3400	3600
% % снежных осадков	67	75	80	86	90	95	99	100

Снеговая линия расположена здесь примерно на высоте 2900 м.

Таблица для Средней Азии составлена с подразделением на два основных случая: 1) когда осадки выпадают при преобладании летних осадков и 2) при преобладании зимних осадков.

Таблица 11

Процент осадков, выпадающих в твердом виде (Средняя Азия)

Средние высоты водосборов	При преобладании летних осадков	При преобладании зимних осадков
1500	17	46
2000	28	56
2500	40	66
3000	51	76
3500	63	86
4000	74	96

Кроме общего подтверждения того факта, что с увеличением высоты все больше и больше выпадают осадки в твердом виде, по данным вышеприведенных таблиц можно отметить следующее.

Имеет значение, очевидно, не только абсолютная высота местности, но также приближение к снеговой границе и затем поднятие выше ее уровня. На высотах порядка 500—600 м над снеговой линией осадки выпадают практически только в твердом виде, что подтверждается, как выше упоминалось, прямыми наблюдениями в Актру.

В самой зоне снеговой границы этот процент также очень велик — больше 80%, так как и летние осадки выпадают при низких температурах. На сравнительно низких уровнях очень велика разница в процентах твердых осадков в зависимости от распределения их по сезонам. На больших высотах эта разница сглаживается.

В Центральном Алтае преобладают летние осадки, причем в еще большей степени, чем это возможно в Средней Азии. Но снеговая линия здесь лежит на 1000—1200 м ниже, чем в Средней Азии. Поэтому в ледниковой зоне, даже не очень высоко, должно резко увеличиваться преобладание твердых осадков.

По данным ст. Актру, на высоте 2150 м за два года наблюдений (1958—1959) процент твердых осадков от годового составляет 33—34%, а в пос. Курай (Курайская степь) на высоте 1550 м он может быть равным 27—28%. На станции Кош-Агач (1760 м) эта величина — 20%.

Таким образом, от Курайской степи и до верхней долины Актру имеет место сравнительно медленное увеличение процента твердых осадков. Но ближе к ледникам дожди все больше сменяются снегопадами. Это подтверждается и очень частыми, хотя и эпизодическими, наблюдениями: в Альплагере в долине Актру идет дождь, а совсем недалеко, у концов ледников, уже падает снег.

На основании имеющихся, хотя и ориентировочных, данных о распределении осадков и снежного покрова составлена

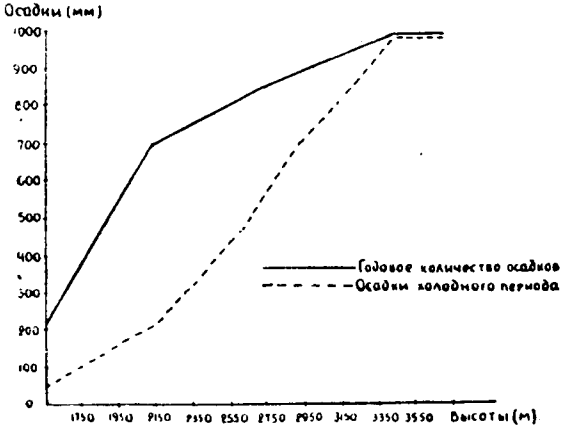


Рис. 4. График зависимостей годового количества осадков и осадков в твердом виде от абсолютной высоты местности (в мм воды).

расчетная табл. 9, карты-схемы (рис. 5 и 6) и графическая схема (рис. 4).

Все эти данные приближенны, но все же они правильно отражают основные черты и особенности распределения снежного покрова на северной стороне Биш-Иирду. В частности, очень характерны кривые на рис. 4, они имеют общий изгиб в противоположные стороны. Но это и действительно так: годовое количество осадков возрастает еще при приближении к крутым склонам, а процент твердых осадков резко увеличивается лишь на самых склонах.

5. Районирование снежного покрова

Режим и залегание снежного покрова неодинаковы на различных высотных уровнях, различно и их влияние на рельеф. Каждый конкретный тип рельефа на разных абсолютных высотах имеет присущие ему только закономерности взаимодействия со снежным покровом. В силу этого встает вопрос о необходимости четкого разграничения областей с различными условиями снегонакопления по определенным высотным

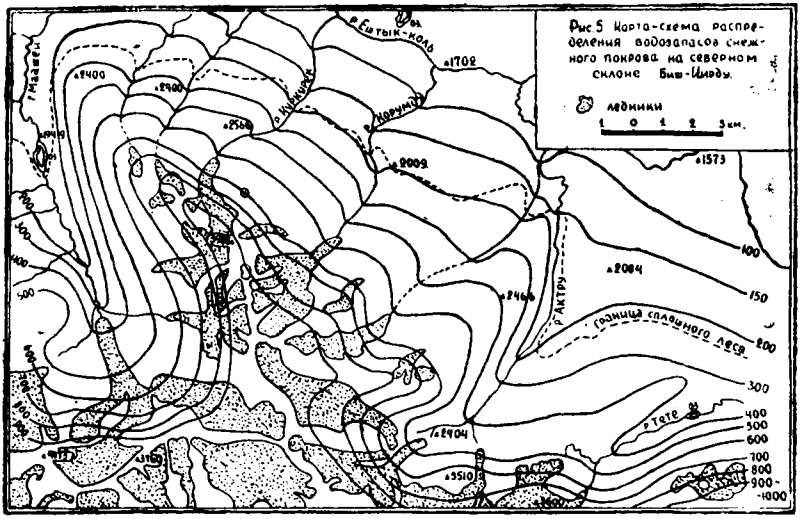


Рис. 5. Карта-схема распределения водозапасов снежного покрова на северном склоне Биш-Ирду.

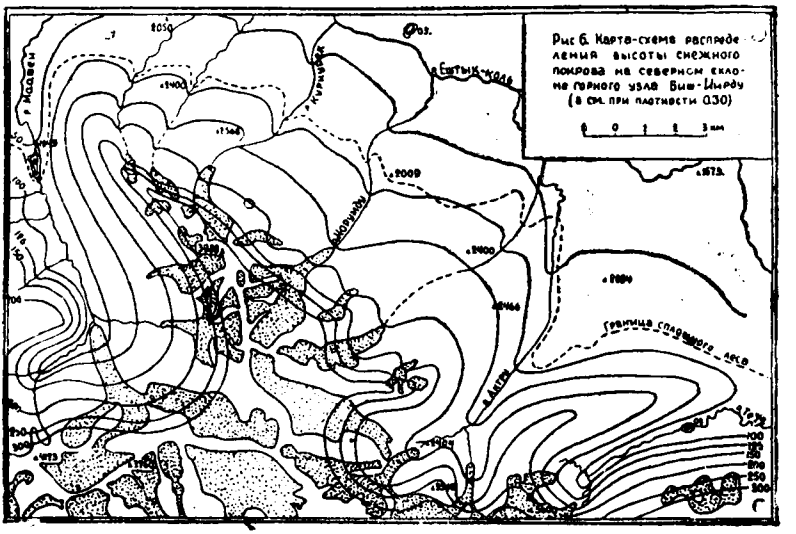


Рис. 6. Карта-схема распределения высоты снежного покрова на северном склоне горного узла Биш-Ирду (в см, при плотности 0.30).

поясам. Приведенные приблизительные данные могут быть использованы в этом отношении, так как их неточность отнюдь не затушевывает влияния абсолютной высоты.

Ниже предлагается схема распределения снежного покрова с кратким описанием его в зонах и поясах. Она имеет лишь предварительный или ориентировочный характер. Вместе с тем она увязывается с ландшафтными особенностями склонов и, как кажется, может быть полезной при разработке программы дальнейших комплексных исследований в высокогорном Алтае, где роль снежного покрова и велика и разнообразна.

I. Зона чистой аккумуляции осадков, или пояс вечных снегов

Нижняя граница этой зоны спускается вниз по склону до уровня нулевого баланса снега на каменной поверхности, который проходит здесь на высоте около 3400 м. Таким образом, нижняя граница зоны проходит несколько выше нижнего уровня хионосферы, с которым связывается снеговая линия, на поверхности ледников.

Основной особенностью выделенной зоны является то, что осадки здесь выпадают только в твердом виде и стока талых вод практически нет. Возможны возникновения изморози и выпадения дождя со снегом в нижней части пояса при наличии соответствующих условий. Четко выделяются годичные слои аккумуляции твердых осадков.

Годовая сумма осадков достигает от 900 до 1000 мм, а мощность снежного покрова составляет 180—200 см при плотности снега около 0,5 г/см^3. Годичные слои более ранних лет могут иметь более высокую плотность, порядка 0,55—0,70 г/см^3 (см. табл. 9).

Благодаря метелевому переносу снега возможно как обнажение каменных поверхностей от снега, так и массовое отложение его в некоторых местах.

Непосредственная снегосъемка у этой зоны крайне затруднительна. Годовые слои аккумуляции снега можно определять теодолитом с более удобных и доступных мест.

По особенностям распределения снежного покрова в зависимости от рельефа местности и метелевого переноса внутри этой зоны выделяются следующие характерные участки снегонакопления:

а) обширные пологие фирновые поля с более или менее нормальным оседанием и накоплением снега. Это, главным образом, самые верхние открытые участки фирновых бассейнов крупных ледников. Большую роль, очевидно, играет метелевый перенос. Благодаря возможному небольшому таянию снега образуются обледенелые прослойки в годичных фирновых слоях;

б) участки со снежным покровом на подветренных скло-

нах, в особенности крутых, с резко выраженным навеванием больших количеств снега. Аккумуляция снега может быть в 2—3 раза больше выпадающего количества осадков. Под влиянием ветрового переноса под самыми гребнями хребтов образуются различные микрообразования из снега в виде снежных надувов, карнизов и других аккумулятивных и эрозионных форм. Снежно-ледяные образования в виде язычков ветрового надува и фирновые скопления постоянного из года в год снегонакопления обладают некоторой способностью развиваться прогрессивно, т. е. разрастаться на фоне общего сокращения современного оледенения Горного Алтая. Вместе с тем ежегодное снегонакопление «разрешается» обваливанием снежно-фирновых масс с крутых обрывов;

в) плоские высокие водоразделы, откуда снег постоянно сдувается на склоны, где, накапливаясь, образует мощные скопления снежной массы. Наиболее характерными такими участками являются: 1. Плосковершинная поверхность выравнивания Купол (3600 м аб. в.) со снежной шапкой, но частично и с обнажениями камней. 2. Плоский водораздел, расположенный в верховьях рек Корумду, Куркурек и правых притоков реки Маашей на средней абсолютной высоте около 3500 м;

г) крутые, часто отвесные скалистые склоны, где снег не держится. Скопление снега может происходить в углублениях и расщелинах склонов;

д) участки под скалами, где снег накапливается путем снежных лавин и обвалов, образует мощные скопления снежной толщи. При известных условиях такие скопления снега могут быть зачаточными формами возникновения и развития ледников.

II. Зона частичного накопления осадков, или пояс фирновых бассейнов ледников

Нижней границей служит снеговая или фирновая линия на поверхности ледников, т. е. уровень нулевого баланса снега на ледниках на высоте порядка 2900—3000 м. На склонах между ледниками такой четкой границы нет. Вертикальная протяженность — 400—500 м.

Главной особенностью данной зоны является очень короткий период, в течение 1,5—2 месяцев, снеготаяния на ледниках в основном лишь в нижней части зоны. Чем выше высотный уровень местности, тем лучше условия для накопления твердых осадков. Важной характеристикой является решающее влияние подстилающей поверхности; на каменных поверхностях в этой зоне снег летом стаивает полностью, а на ледниках не успевает стаять.

Как показывают расчетные данные, мощность снежного покрова достигает от 150 см в нижней части и до 180 см

в верхней части зоны при плотности снега, равной 0,50 г/см³ (табл. 9). Выделяются следующие характерные участки снегонакопления:

а) фирновые бассейны крупных ледников или обширные цирки с более или менее равномерным оседанием и накоплением снега. Это зона или участки «частичного» накопления снега, лежащие непосредственно выше снеговой линии. В отличие от обширных пологих фирновых бассейнов или полей такие участки характеризуются чаще всего слегка вогнутой поверхностью, и потому более равномерное распределение снега на их поверхности нарушается большими скоплениями снега у подножия склонов цирка под влиянием навевания снега ветром;

б) кары или участки склонов с различными малыми формами оледенения, связанные с энергичным накоплением снега благодаря метелевому переносу или лавинным явлениям. Продолжительность залегания снежного покрова может быть самой различной. Малые висячие или каровые ледники, по высотному положению приближенные к уровню снеговой линии, могут иногда все лето оставаться под снегом или, наоборот, полностью обнажаться от снега.

Связи между карами и снежниками взаимные; кары образуются под влиянием снежников, и кары в свою очередь способствуют возникновению и существованию снежников и снежно-ледяных образований;

в) различно расчлененные горные склоны, где распределение снега и длительность его залегания зависят от расчленения, экспозиции и крутизны склонов. На открытых участках снежный покров стаивает летом полностью. Очень крутые скалистые участки склонов не способны удержать на своей поверхности снег. Основная масса снега скапливается в углублениях и расщелинах под влиянием навевания и соскальзывания снега с верхних участков склонов, где могут образоваться снежники с большой степенью устойчивости и сохраняться все лето;

г) области таяния высоко расположенных ледников плоских вершин и открытых склонов. Талые воды частично стекают, но в то же время характерно образование слоев инфильтрационного льда. Примерами являются ледники на водоразделе Актру-Тетё и Актру-Ян-Карасу: концы их лежат на высоте около 3100 м.

III. Зона длительного залегания снежного покрова и снежников с разной степенью устойчивости

Нижняя граница зоны спускается вниз по склону до верхней границы распространения лесной растительности (2200—2300 м). Вертикальная протяженность — около 700 м. К ней относятся и ледниковые языки, и пояс с альпийской расти-

тельностью. Устойчивый снежный покров устанавливается в сентябре и держится повсеместно до мая. На ледниковых языках и в снежниках таяние снега происходит гораздо медленее, но к концу лета ледниковые языки открываются от снега до снеговой границы. Ликвидируется и большая часть снежников, с чем связывается уменьшение водности речных потоков.

Как показывает расчетная табл. 9, годовая сумма осадков увеличивается с высотой от 750 м в нижней части зоны и до 900 м в ее верхней части. Высота снежного покрова также возрастает по мере поднятия вверх по склону от 100 до 180 см при средней плотности снега 0,40 г/см^3.

По особенностям распределения снежного покрова можно выделить два типа участков:

1. Пояс крутых склонов с ледниковыми языками

а) Участки крутых склонов. Вообще нужно отметить, что участки крутых склонов существуют во всех зонах, кроме предгорного пояса. Снегонакопление на таких участках, подобно аналогичным участкам второй зоны, интенсивнее всего происходит в углублениях, расщелинах и на дне кулуаров, в особенности на затененных местах. Типичны снежники эрозионных ложбин. За лето снежники сильно уменьшаются в размерах. Близ границы леса снежники редко сохраняются до конца лета;

б) ледниковые языки крупных долинных, низко спускающихся ледников способствуют длительному залеганию и медленному стаиванию снежного покрова. Соседние участки, свободные от ледников, также испытывают в той или иной степени влияния холодной и светлой поверхности ледников, выражающегося в удлинении периода снеготаяния. Обычно ледниковые языки за лето освобождаются от снега. Но степень устойчивости и высота снежного покрова весьма различны на разных участках в зависимости от крутизны и вертикальной протяженности ледникового языка, затененности и засоренности его (рис. 3, табл. 5). Кроме стока талых вод может происходить их частичное намерзание на поверхности ледника.

в) участки конечных морен последних стадий (XVII—XIX вв. и исторической) и боковых морен. Распределение снежного покрова крайне неравномерно ввиду всхолмленности его рельефа. Большое развитие здесь получают снежники моренного рельефа, но они обычно стаивают к середине лета;

г) подножия склонов с наибольшими скоплениями снега, здесь возникают весенне-летние снежники, в длительном существовании которых принимают участие снежные лавины и навеянные снега. Подобные снежники характерны тем, что

они своим низким расположением расширяют область оледенения книзу.

2. Пояс древней поверхности выравнивания (остаточный пенеплен) со следами древней обработки ледников со средней абсолютной высотой в 2500 м. Пояс разделен на отдельные междолинные пологие участки.

Оседание и накопление снега более или менее равномерное по всей поверхности. Но оно нарушается неравномерностями рельефа и режимом зимних ветров. Вся поверхность пояса покрыта альпийскими лугами и кустарниками, которые в свою очередь способствуют равномерному залеганию снега.

В углублениях поверхности выравнивания могут возникать весенние снежники. Высота снежного покрова по расчетным данным увеличивается от 100 см в нижней части до 120 см в верхних его уровнях при плотности снега 0,40 г/см^3.

IV. Зона сезонного снежного покрова

Зона характеризуется сравнительно непродолжительным залеганием в течение 5—7 месяцев снежного покрова. Устойчивый снежный покров устанавливается с наступлением отрицательных температур воздуха в конце сентября или в начале октября и сходит полностью в первой половине мая, иногда и во второй половине, в зависимости от хода метеорологических элементов.

Годовая сумма осадков, начиная с высоты 1550 м и до высоты 2300 м, увеличивается от 200 до 700 мм (табл. 9). В пределах зоны по особенностям снегонакопления выделяются следующие 3 высотных пояса:

1. Горно-лесной пояс занимает склоны древней поверхности выравнивания. Средняя абсолютная высота — около 2000 м. Пояс весь покрыт лесной растительностью, состоящей из лиственницы, кедра и других древесных пород. Распределение снежного покрова равномерно по всей поверхности пояса.

По расчетным данным высота снежного покрова колеблется в пределах от 70 до 100 см при плотности снега, равной в 0,30 г/см^3. Установление устойчивого снежного покрова связано с переходом среднесуточной температуры воздуха ниже 0. Этот срок наступает обычно в конце сентября или в начале октября. Весной весь сезонный снег сходит в конце мая месяца.

2. Долины ледниковых рек Маашей, Ештык-Коля, Куркурек, Корумду, Кара-Су, Актру и Тетё, за исключением самых верховьев рек.

Воздушные влажные массы, поднимающиеся по широкой долине р. Чуи, проникают и по долинам ледниковых рек,

отлагая на дне и на склонах долин большое количество осадков. Наиболее доступными для проникновения воздушных масс в зону оледенения являются более широкие и глубокие долины вышеуказанных рек.

Смена лесной растительности и валунно-галечниковых участков, стадиальные конечные морены и склоны троговых долин вносят большие разнообразия в распределение снежного покрова в пределах одной долины. Это разнообразие еще усиливается режимом зимних ветров. Толщина снежного покрова колеблется в пределах от 50 до 75 см при средней плотности снега 0,30 г/см³.

3. Предгорный пояс, примыкающий с севера к склонам Биш-Иирду. Пояс характеризуется холмистым рельефом древних конечных морен былого максимального оледенения с растительным покровом лесостепного типа. По расчетной табл. 9 средняя высота покрова равна 0,30—0,40 см, а плотность снега при такой высоте — 0,30 г/см³. Распределение неравномерно ввиду открытости поверхности пояса и холмистости рельефа.

V. Основные выводы и задачи дальнейших исследований

1. Наибольшими снегозапасами и длительностью залегания снежного покрова обладают верхние участки северных склонов Биш-Иирду в результате перевевания снега через гребни и водоразделы под влиянием общего господствующего направления юго-западных ветров.

2. Влияние этого фактора прибавляется к общей тенденции постепенного увеличения снегозапасов по мере поднятия абсолютной высоты местности по причине возрастания выпадающих осадков и падения температуры воздуха с высотой.

3. Наибольшая мощность и плотность снежной толщи обнаруживается на дне каров и цирков вследствие накопления снега лавинами, обвалами снега, а плотность — под влиянием силы тяжести многометровой (до 7—8 м) снежной толщи.

4. Метелевый перенос нужно считать главным из факторов перераспределения снежного покрова на высоких уровнях хребтов, роль и значение которого в конечном счете сводится к питанию ледников, возникновению малых форм оледенения и снежников.

5. В пределах каждого конкретного типа рельефа более или менее равномерное распределение снега постоянно нарушается режимом зимних ветров и снежными лавинами. Снежники становятся если и неравноправным, то, во всяком случае, чрезвычайно важным видом залегания снега.

6. Продолжительность залегания снежного покрова увеличивается по мере поднятия вверх по склону параллельно увеличению количества твердых осадков. Однако на высоких

плоских водоразделах и ступенях возможно длительное залегание снежного покрова при малой мощности.

7. Выделенные зоны и пояса по особенностям распределения снежного покрова в основных чертах совпадают с ландшафтно-климатическими высотными поясами.

Возможен другой вариант районирования снежного покрова, можно особо выделить ледниковые склоны от неледниковых, которые также имеют свои особенности. Следовательно, можно: 1. Сначала выделить ледниковые и неледниковые склоны. 2. Разделить на соответствующие пояса те и другие участки. Но это вопрос будущего и требует дополнительных исследований.

Анализ особенностей распределения снежного покрова очень затруднен ввиду того, что климат горных стран, как Алтай, отличается рядом особенностей, которых в полной мере нельзя выяснить на основании данных нескольких станций, большинство которых располагается на дне глубоких долин горных рек.

Очевидно, что задача дальнейших исследований снежного покрова в горах Биш-Иирду сложна и разнообразна. Это связано не только с сложностью орографических условий, но и с тем обстоятельством, что здесь переплетаются вопросы гляциологии, гидрологии, климатологии и геоморфологии. Важно отметить, что вся сложность перераспределения снега связана с некоторым общим фоном «нормального» залегания снежного покрова. Следовательно, намечаются две группы наблюдений:

1. На склонах большого вертикального протяжения, но относительно более ровных, без ледников. Например, между верховьями рек Актру и Корумду или между Актру и Тетё. Эти наблюдения технически менее сложны.

2. Наблюдения в областях питания ледников, где возникают сильнейшие процессы перевевания снега через крутые гребни гор. К сожалению, наблюдения здесь чрезвычайно трудны и технически сложны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. ч. II, Гидрометеоиздат, Л., 1952.

2. Алюшинская Н. М. Вертикальная зональность в распределении стока на территории Алтая. Уч. зап. ЛГУ, № 199, сер. географ. наук, № 10, 1955.

3. Иверенова М. И. Некоторые результаты наблюдений над распределением снежного покрова в горах Тянь-Шаня (Хр. Терской-Алатау, бассейн р. Чон-Кзыл-су). В кн. «Матер. Всесоюзн. совещания по изуч. сн. покрова в горах». Тр. Тбилисского НМГМИ, вып. 3, 1960.

4. Иверенова М. И. Характеристика снежного покрова центральной части северного склона хр. Терской-Алатау. География снежного покрова. Изд. АН СССР, 1960.

5. Кеммерих А. О. Важнейшие закономерности распределения снежного покрова на приполярном Урале. Изд. АН СССР, сер. геогр. 4, 1957.

6. Комлев А. М. Среднегодовой сток рек бассейна Катуни. Изд. Сиб. отд. АН СССР, вып. 12, Новосибирск, 1961 (отдельн. оттиск).

7. Комлев А. М. Некоторые особенности формирования стока в высокогорном Алтае. Изв. СО АН СССР, № 9, 1961.

8. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. Изд. АН СССР, М.— Л., 1949.

9. Судаков П. А., Вилесов Е. Н. Режим снежного покрова и его распределение на Мало-Алмаатинских ледниках. Гляциол. исслед. в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау. II, 1962.

10. Русанов В. И. Распределение среднегодового количества осадков в Центральном Алтае. Изв. ВГО, вып. 1, т. 93, 1961.

11. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Записки ВГО, нов. сер., т. 9, М., 1949.

12. Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. Географгиз, 1954.

13. Шульц В. Л. Реки Средней Азии, М., 1949.

14. Шульц В. Л. Таяние снежников. Изд. АН СССР, Уз. ССР, Ташкент, 1952.

15. Чемоданов С. Г. Средний сток рек Западной Сибири и его распределение в году. Тр. Транс.-Энерг. инс., ЗСФАН СССР, в. з., Н-Сиб. 1952.

И. М. КОЛЮШКИНА

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕКИ АКТРУ в 1960—1962 гг.

Наблюдения за режимом р. Актру, проводившиеся в период МГГ в 1957—1959 годах, были продолжены в последующие годы на тех же гидростворах. Основным створом является нижний, расположенный в 4150 м от ледника Большой Актру на высоте 2124 м. Площадь бассейна реки Актру, замыкаемая нижним створом, составляет 40 кв. км, площадь оледенения — 17,0 кв. км.

Уровни и расходы на нижнем створе наблюдались с 18 июля по 20 сентября в 1960 году, с 12 июля по 11 сентября в 1961 году и с 1 июля по 22 сентября в 1962 году; кроме того, производились эпизодические наблюдения уровней и расходов воды на верхнем створе, расположенном в 1900 м выше нижнего, и на р. Малый Актру.

Как уже известно, источником питания р. Актру являются главным образом талые воды ледников и снегов в верховьях бассейна.

Водность реки зависит от погодных условий; солнечная радиация и температура воздуха определяют особенности режима реки в большей мере, чем выпадение осадков. Увеличение расходов воды начинается в мае, но происходит сначала медленно, так как еще сравнительно низки средние суточные температуры воздуха и таяние снегов не распространяется на высокие уровни.

В течение всего теплого периода наблюдается повышенный сток, а к концу периода абляции происходит постепенное снижение расходов воды. В зимний период река питается за счет грунтовых вод.

Летние месяцы 1960 и 1961 годов отличались небольшими абляционными периодами (в 1960 году — 90 дней, в 1961 году — 80—85 дней) и менее благоприятными погодными условиями для таяния ледников.

Это можно наглядно представить при сравнении средних месячных температур воздуха по станции Нижняя Актру (табл. 1). В дальнейшем приводятся температурные данные по станции Н. Актру, так как станция Верхняя Актру, расположенная непосредственно на леднике, в эти годы не функционировала.

Температура воздуха в 1960 и 1961 гг. мало чем отличается между собой, но резко отличается от температуры 1962 г., абляционный период которого составил 115 дней и отличался большим числом ясных и теплых дней. Средние величины абляции ледников за эти годы составляют соответственно 2,1, 2,0 и 4,0 метра.

Таблица 1

Средние месячные температуры воздуха на станции Нижняя Актру

Месяцы / Годы	VI	VII	VIII	IX (за 20 дн.)
1960	7,1°	9,1°	7,5°	4,8°
1961	7,6	10,2	7,5	5,3
1962	9,6	9,7	9,7	7,7

В 1960 г. повышенный сток наблюдался в середине августа в связи с резким потеплением. Это хорошо прослеживается на графике 1. Средние суточные температуры воздуха превыша-

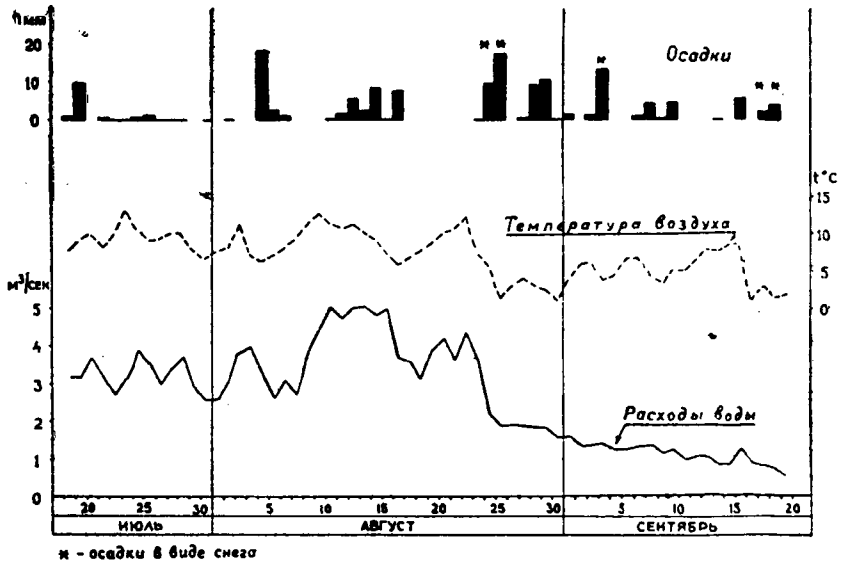


Рис. 1. Комплексный гидрометеорологический график р. Актру — нижний створ. 1960 г.

ли 10°, а в дневные часы достигали 18,5°. Наибольший средний суточный расход равен 5,12 м³/сек (11/VIII); максимальный расход 15/VIII был 7,55 м³/сек. Выпадавшие кратковременные, хотя и значительные, осадки до 7,5 мм в начале

периода мало влияли на водность, но после того, как они приняли характер обложных, расходы воды резко понизились в результате похолодания: с 5,0 м³/сек 16/VIII до 3,04 м³/сек 19/VIII.

25 и 26 августа с выпадением снега средняя суточная температура воздуха резко с 12,5° упала до 1,0°, расходы воды снизились более чем в два раза. 23/VIII средний суточный расход был 4,34 м³/сек, а 26/VIII — 1,82. С этого времени фактически закончился абляционный период — наблюдается постепенное падение мутности реки.

Максимальные расходы 1961 г. наблюдались в начале августа. Мгновенный расход равен 5,55 м³/сек 9/VIII. Наибольший средний суточный расход составил 4,62 м³/сек 10/VIII. В этот период преобладала ясная погода со средни-

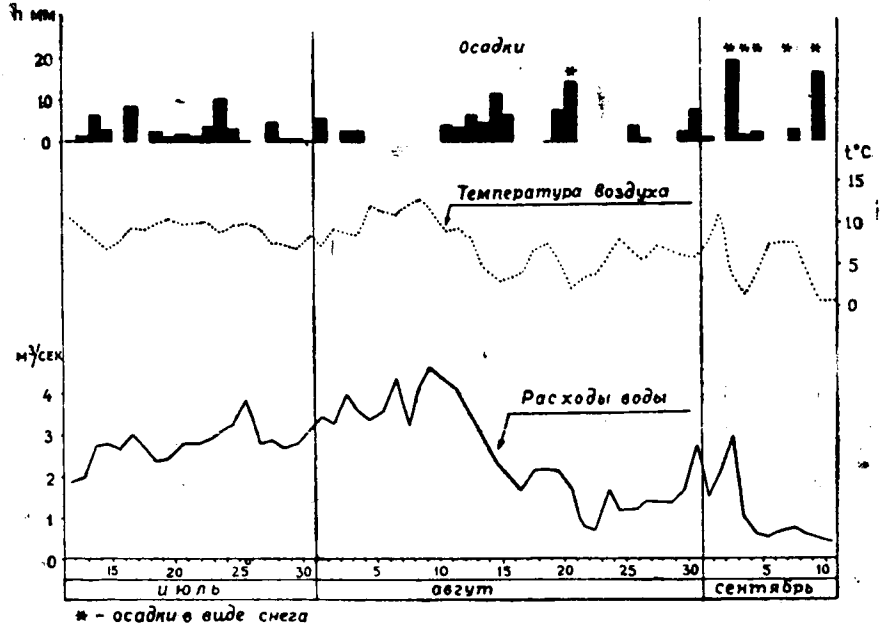


Рис. 2. Комплексный гидрометеорологический график р. Актру — нижний створ. 1961 г.

ми суточными температурами воздуха до 13,0° и дневными температурами в отдельные часы до 21,5°.

Обложные дожди 11—16 августа вызвали снижение водности более чем в два раза. Средний расход 11/VIII равен 4,36 м³/сек, 17/VIII — 1,65 м³/сек. Со второй половины августа наблюдалась переменная погода с дождями и снегом, что опять привело к снижению расходов воды. В начале сентября наблюдался небольшой подъем расходов воды в связи с яс-

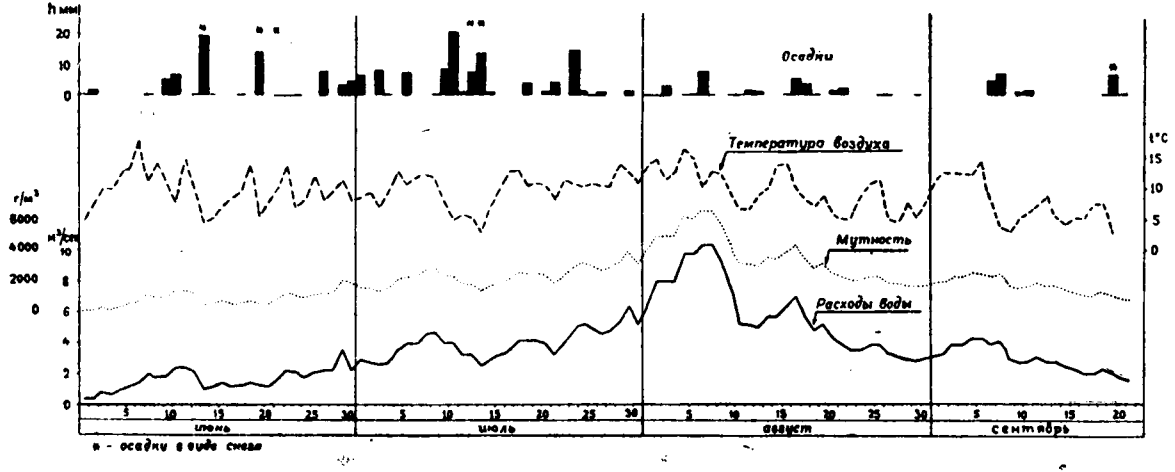


Рис. 3. Комплексный гидрометеорологический график р. Актру — нижний створ. 1962 г.

ной погодой и высокими средними суточными температурами до 11,6°, но буквально на третий день после выпадения снега на ледниках расходы воды упали до 0,38 м³/сек (график II).

Лето 1962 года отличалось от предшествующих 1960 и 1961 годов повышенной водностью, благодаря благоприятным погодным условиям для таяния ледников. Повышение температуры воздуха началось с конца мая — начала июня, что вызвало постепенное увеличение расходов воды. Если 1/VI средний расход воды составил 0,30 м³/сек, то 12/VI — 2,26 м³/сек. Выпавший снег понизил расходы воды до 0,89 м³/сек 14/VI (график III). К концу июня средние суточные расходы превышали 3 м³/сек.

При одной и той же температуре воды было тем интенсивнее увеличение расходов воды, чем длительнее был предшествующий период с высокими температурами воздуха.

Некоторое понижение расходов воды наблюдалось только 10—14 июля за счет холодной погоды с выпадением осадков в виде снега на ледниках. Суточный расход воды понизился с 4,69 до 2,38 м³/сек. Наибольшие расходы наблюдались в 1 декаде августа. Максимальный мгновенный расход был равен 14,9 м³/сек, т. е. больше, чем наблюдавшийся в 1959 г. — 9,5 м³/сек и в 1940 г. — 10,5 м³/сек.

Наибольший средний суточный расход составил 10,3 м³/сек 7—8 августа. Этот расход превысил максимальные суточные расходы за предыдущие годы, 1960 и 1961, в два раза.

В августе и начале сентября продолжала удерживаться высокая средняя суточная температура 9,7° (средняя за август) и 7,8° (за 20 дней сентября) и ясная погода, что способствовало интенсивному таянию ледников и поступлению значительного количества воды в реку.

Значения средних месячных расходов воды р. Актру за абляционные периоды 1960, 1961 и 1962 годов сведены в таблицу.

Таблица 2

Средние месячные расходы воды р. Актру (м³/сек)

Годы	VI	VII	VIII	IX
1960	—	3,25	3,42	1,06 (за 20 дней)
1961	—	3,01	2,55	1,03 (за 11 дней)
1962	1,54	3,87	5,79	2,90 (за 22 дня)

Из таблицы видно, что если расходы в июле разнятся не намного, то в августе 1962 года средний расход превышает предыдущие годы в 1,7 и 2,3, а в сентябре в 2 раза. Об интенсивном поступлении такой воды в реку в 1962 году говорят и

подсчитанные средние расходы в середине лета (с 15/VII по 15/VIII) (табл. 3).

Таблица 3

Средние расходы воды р. Актру в середине лета

Годы	1957	1958	1959	1960	1961	1962
Расходы в м³/сек	3,82	3,57	4,87	3,59	3,14	5,81

Средний расход за лето в 1962 году превышает расход 1959 года на 1 м³/сек и на 2 и более куб. м расходы всех других лет периода наблюдений. Объем стока по периодам и месяцам приведен в табл. 4.

Таблица 4

Суммарные величины стока р. Актру, млн. м³

Месяцы \ Год	1960	1961	1962
Июнь	—	—	3,995
Июль	3,655 (за 13 дней)	4,652 (за 20 дней)	10,372
Август	9,167	6,174	15,512
Сентябрь	1,889 (за 20 дней)	0,975 (за 11 дней)	5,516 (за 22 дня)
Сумма за период	14,711	11,801	35,395
Годовой объем стока	24,8	19,6	40,2

Годовой объем стока вычислен приближенно, исходя из того, что в период абляции 1959 года сток составил 88% от годового.

За период наблюдений суммарные величины стока отличаются как по месяцам, так и по периодам. Объем стока за абляционный период 1962 года, превысивший 35 млн. м³, оказался даже выше, чем в 1959 году, когда р. Актру также была многоводной и объем стока ее за лето составил 28 млн. м³.

Объем стока в августе 1962 года оказался выше объемов августа предыдущих лет почти в два раза, в силу того что август 1962 года отличался благоприятными условиями для таяния, как уже было сказано выше, а в предыдущие годы уже в 20-х числах на ледниках выпадал снег, и в основном заканчивалась абляция ледников. В связи с тем что в 1962 году абляция продолжалась и в сентябре, сток за 20 дней

сентября также имел значительную величину — 5,24 млн. м³, это в 2,8 раза больше, чем за столько же дней сентября 1960 года и в 2,3 раза сентября 1958 года (2,3 млн. м³).

Доля ледникового питания в формировании стока р. Актру за лето 1962 года была очень большой, по-видимому, большей, чем обычно. Суммарная величина абляции (по подсчету И. Я. Олейника, 1963) оценена в 22 млн. м³ льда, считая в среднем таяние 4 м на площади в 5,5 кв. км. Это составляет 20 млн. м³ воды, или 57% от объема стока. С учетом таяния снега (5,4 млн. м³ воды) ледниковый сток за абляционный период составил 72%. Причина вполне понятная: таяние ледников было очень сильное, а осадков за лето выпало только 224 мм, что намного меньше, чем в предыдущие годы. Заметим еще, что река Актру в 1962 г. отличалась и значительной мутностью воды. Этот вопрос рассматривается в отдельной статье.

Новые данные о расходах воды р. Актру, полученные в 1962 году, существенно отличаются и от средних величин расходов за шестилетний период наблюдений. Нужны, очевидно, дальнейшие наблюдения для более надежной оценки как общей водности р. Актру, так и доли ледникового питания в формировании стока.

И. М. КОЛЮШКИНА

НЕОБЫЧАЙНАЯ МУТНОСТЬ ВОДЫ р. АКТРУ в 1962 году

Река Актру, как и большинство рек Алтая, имеющих ледниковое питание, отличается значительной мутностью. Особенно в паводочный период, когда наблюдается наибольшая интенсивность таяния снега и льда, вода реки обогащается наносами с ледников. Вследствие увеличения скоростей движения льда и течения подледниковых вод активизируется и эрозионная деятельность реки вместе с ледниками, что также способствует увеличению мутности. По окончании абляционного периода с уменьшением расходов воды и скоростей течения уменьшается мутность реки. Она становится совсем незначительной, когда река питается подземными водами и русловые процессы замедлены.

В абляционный период 1962 года на р. Актру наряду с измерениями уровней и расходов воды производились наблюдения за мутностью. Мутность воды измерялась на створах:

1) нижнем, расположенном в 4150 м от ледника Большой Актру,
2) верхнем, в 1900 м выше нижнего,
3) непосредственно вблизи ледника Большой Актру,
4) на реке Малый Актру.

Пробы воды на мутность отбирались бутылками емкостью 0,5 и 1,0 литра.

Река Актру летом представляла собой бурный грязный поток беловато-серого цвета с желтым оттенком, река М. Актру была совсем грязной, темно-серого цвета.

Наибольшая мутность реки наблюдалась в начале августа, т. е. в период прохождения максимальных расходов воды. По наблюдениям, наибольшая величина мутности 1/VIII на нижнем створе составила 6747 г/м^3, на верхнем створе — 6182 г/м^3, на Малом Актру — 4582 г/м^3. Наибольшие средние суточные мутности наблюдались вместе с наибольшими средними суточными расходами воды 8 августа. На нижнем створе мутность составила 6450 г/м^3, расход воды 10,3 м^3/сек. Средние месячные и декадные величины мутности и расхода воды по створам приведены в табл. 1.

Таблица 1

Средние декадные и месячные величины мутности (ρ в г/м³) и расходов воды (Q в м³/сек)

Месяцы,	Июнь				Июль				Август				Сентябрь			Среднее за абляц. период
Декады	I	II	III	ср. м-ц	I	II	III	ср. м-ц	I	II	III	ср. м-ц	I	II	за 22 д.	
р. Актру—нижний створ																
ρ	491	735	1198	814	2054	2019	2844	2323	5389	3410	2074	3565	2154	1400	2384	2114
Q	1,04	1,45	2,13	1,54	3,47	3,39	4,67	3,87	8,63	5,54	3,43	5,79	3,61	2,46	2,90	3,59
р. Актру—верхний створ																
ρ	420	602	994	672	1891	1867	2656	2155	4567	3138	1889	3156	2003	1209	1518	1914
Q	0,81	1,12	1,61	1,18	2,48	2,44	3,09	2,68	4,32	3,48	2,47	3,39	2,57	1,88	2,14	2,38
р. Малый Актру																
ρ	16	19	38	24	277	213	924	456	3070	1465	162	1520	280	32	143	572
Q	0,06	0,09	0,19	0,11	0,49	0,48	0,81	0,60	1,64	1,05	0,46	1,05	0,53	0,21	0,35	0,55

Наибольшей мутностью в абляционный период 1962 г. отличался август в связи с погодными условиями, благоприятными для интенсивного таяния ледников. Мутность реки увеличивается постепенно с увеличением водности. Так, в первую декаду июня мутность в среднем по створам составляла на нижнем 491 г/м³ при среднем расходе воды 1,04 м³/сек, на верхнем — 420 г/м³ при расходе воды 0,81 м³/сек, на М. Актру — 16 г/м³ при расходе воды 0,06 м³/сек.

В первую же декаду августа, т. е. в период интенсивного стока, мутность воды соответственно составила 5389 г/м³ (расход воды равен 8,63 м³/сек), 4567 г/м³ (расход воды 4,32), 3070 г/м³ (расход воды 1,64 м³/сек). К концу августа наблюдалось некоторое понижение расходов воды и мутности. Средняя мутность по постам за III декаду составила на нижнем 2047 г/м³ (расход воды 3,43), верхнем — 1889 (расход воды 2,47) и на М. Актру 162 г/м³ (расход воды 0,46 м³/сек). К концу августа мутность значительно уменьшилась. 31/VIII на нижнем посту мутность была равна 1750 (расход воды 2,96), верхнем 1580 (расход воды 2,20), на М. Актру 50 г/м³ (расход воды 0,34 м³/сек). К концу абляционного периода вода в реке Актру стала более прозрачной, чем летом. 21/IX мутность на нижнем посту в 10 час. составила 43,0 г/м³ (расход воды 1,62), на верхнем 36,4 г/м³ (расход воды 1,08 м³/сек).

Количество поступающих в реку наносов зависит от многочисленных факторов и тесно связано с погодными условиями. С повышением температуры воздуха и сумм солнечной радиации увеличивается таяние ледников, что способствует, в свою очередь, интенсивному поступлению с талыми водами твердого ледникового материала и усилению эрозионной деятельности реки. Кроме того, увеличению мутности способствует скорость движения ледников, так как от интенсивности их движения зависит поступление в реку ледникового материала. В 1962 году скорость скольжения ледников была 4 см/сутки, это в 1,5—2 раза больше, чем в предыдущие годы.

Мутность реки зависит еще от текущей погоды и количества талых вод у слива.

Наблюдения за мутностью непосредственно вблизи ледника Большой Актру показали, что после холодной и дождливой погоды, наблюдавшейся 29—30 июня и 1—3 июля, мутность 4 июля понизилась до 1626 г/м³. 11—12 июля на ледниках выпадал снег, и 13 июля мутность воды у ледника составила 527 г/м³.

При ясной и теплой погоде мутность превышает 4 кг/м³. Так, 16/VIII в 12 час. мутность составила 4414 г/м³, в предшествующие дни наблюдалась ясная погода без осадков со средними суточными температурами на станции Нижняя Актру 14/VIII — 9,8°, 15/VIII — 14,0°, 16/VIII — 13,6°, таяние в эти

дни составило в среднем на леднике Большой Актру 46 мм за сутки, на Малом Актру — 41 мм.

В течение суток мутность рек также оставалась непостоянной, минимальные величины мутности приходились на утренние часы, в 5—8 часов, к полудню мутность увеличивалась, и максимум наступал в 15—17 часов.

В табл. 2 приведены мутности в отдельные часы по нижнему створу.

Таблица 2

Дата \ Час	1	7	13	15	16	17	19
6/VI	380	240	680	—	955	—	800
20/VII	1940	1810	3500	—	—	—	2695
17/VIII	3320	3900	6100	6820	—	4950	4380
18/VIII	2850	2320	4950	—	5320	—	2850
5/IX	2200	1950	3700	3900	3700	3700	2700

Большой интерес представляет сопоставление новых данных с результатами прежних исследований. В 1957—1958 годах на реке Актру проводились наблюдения за мутностью воды под руководством З. А. Титовой. Наблюдения велись в утренние и вечерние метеорологические сроки.

В связи с тем что 1962 год отличался повышенной водностью реки почти в два раза большей, чем в 1957—1959 годах, интенсивным таянием и движением льда, усиленной эрозионной деятельностью реки, мутность р. Актру была значительно выше наблюдавшейся в предыдущие годы. Это подтверждается фактическими данными. Средняя мутность утренних наблюдений с 14 по 29 июля 1957 года составила 91 г/м³, в 1958 году — 604 г/м³, в 1962 году — 1800 г/м³; мутность вечерних наблюдений в 1957 году была равна 335 г/м³, в 1958 году — 945 г/м³, в 1962 году — 2906 г/м³.

Имеющиеся наблюдения позволили подсчитать секундные расходы и сток взвешенных наносов р. Актру и р. М. Актру за абляционный период.

Расходы взвешенных наносов подсчитывалась по данным о ежедневных расходах воды и кривым $\rho_{ед.} = f(Q)$, где $\rho_{ед.}$ — единичная проба воды на мутность, Q — расход воды. Такие кривые построены для нижнего (рис. 1), верхнего (рис. 2) створов р. Актру и створа на реке М. Актру (рис. 3).

В полученных связях наблюдается разброс точек, который нельзя считать случайным. Одной из причин является отставание мутности от расходов воды. При одном и том же расхо-

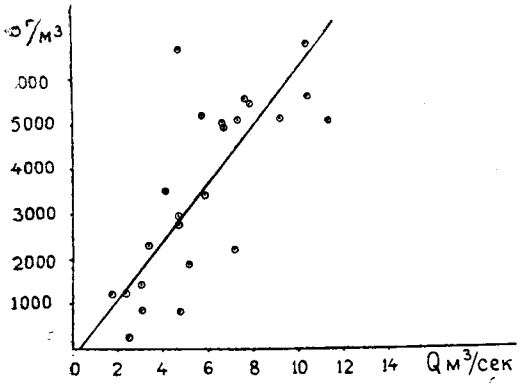


Рис. 1. График связи мутности (ρ г/м³) с расходами воды (Q м³/сек) р. Актру — нижний створ. 1962 г.

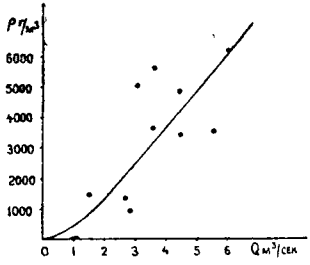


Рис. 2. График связи мутности (ρ г/м³) с расходами воды (Qм³/сек) р. Актру — верхний створ. 1962 г.

де воды наблюдается различная мутность, часто зависящая от того, какая была мутность в предыдущие дни. Возможна еще следующая причина: после резкого повышения в начале паводка мутность не сохраняется столь же высокой в течение всего паводочного периода, а снижается в результате истощения смываемого материала.

На разброс точек влияют скорости движения ледника, так как от интенсивности его движения зависит поступление в реку ледникового материала. Значительная мутность 1962 г. в большой мере обусловливается именно большими скоростями движения. Часто поступление ледниковой мути происходит неравномерно, некоторое количество ее задерживается в неровностях ложа.

Часть ледниковых вод фильтруется через моренные отложения и впадает отдельными ручьями в р. Актру. Поэтому приток незамутненных вод отражается в разбросе точек на графиках.

Средние месячные расходы и сток взвешенных наносов рек Актру и Малой Актру приведены в табл. 3 и 4.

Таблица 3

Река Актру, нижний створ

Месяцы	VI	VII	VIII	IX (22 дн.)	За период ср. и сумма
Средние расходы в кг/сек	1,25	8,99	20,6	6,91	7,68
Сток в тыс. тонн	3,25	24,1	55,3	13,1	95,8

Полученные данные мутностей требуют уточнения в дальнейшей экспедиционной работе.

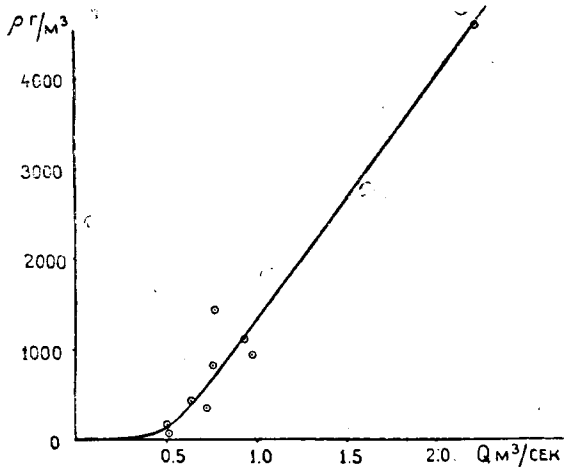


Рис. 3. График связи мутности (ρ г/м³) с расходами воды (Q м³/сек) р. М. Актру. 1962 г.

Таблица 4

Река М. Актру

Месяцы	VI	VII	VIII	IX (22 дн.)	За период
Средние расходы в кг/сек	0,01	0,38	2,55	0,08	0,81
Сток в тыс. тонн	0,13	1,02	6,83	1,54	9,52

Таким образом, за период с июня по сентябрь 1962 года Актру вынесла 95,8 тыс. тонн взвешенных наносов. К этому должны быть добавлены влекомые по дну наносы, которые по визуальным наблюдениям составляли значительное количество; по дну перемещались валуны, крупный щебень и галька, в отдельные дни слышались глухие удары перекатывающихся по дну крупных камней.

Сток взвешенных наносов реки М. Актру за абляционный период равен 9,52 тыс. тонн — это значительная величина.

К. И. ПОПОВА

О ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ НАД АЛТАЕМ В АБЛЯЦИОННЫЙ ПЕРИОД

На северных склонах хребтов Центрального Алтая границы абляционных периодов, по данным гляциометеорологической экспедиции Томского госуниверситета (16, 18, 19), а также по многолетним наблюдениям профессора М. В. Тронова (20, 21), могут колебаться с конца мая до конца сентября. Интенсивная абляция приходится на июль и август. Несмотря на большое разнообразие погод, суммарные показатели метеорологического режима за эти месяцы сравнительно устойчивы, они определяются господством над Алтаем местного континентального умеренного (КУВ) и континентального тропического воздуха (КТВ) Казахстана и Средней Азии, а также интенсивной радиацией солнца.

Продолжительность абляционного периода зависит от процессов циркуляции атмосферы конца весны и начала осени. Адвекция холодных воздушных масс с северо-запада, севера и северо-востока, процессы циклогенеза на арктических фронтах (13) над Западной Сибирью, особенно ее юго-востоком, как в начале, так и в конце абляционного периода ведут к резкому снижению уровня температур, выпадению осадков в твердом виде в ледниковой зоне и прекращению на некоторое время абляции ледников. Так, мощное северо-восточное вторжение арктического воздуха (АВ) в пределы Юго-Западной Сибири и смещение циклонических образований арктического фронта через Алтай 25—27 августа 1957 года привело к снижению температуры на высотах 2000 м до 7—8° мороза и образованию на ледниках (2500—2800 м) снежного покрова мощностью до 50—60 см. Этот снегопад зафиксировал конец абляционного периода 1957 года на ледниках северных склонов хребтов Центрального Алтая (14).

Выходы в пределы юго-востока Западной Сибири юго-западных циклонов или стационирование над Монголией антициклонов, сформированных в КУВ, приводит к развитию над Горным Алтаем юго-западных потоков в атмосфере, повышению уровня температур (особенно при развитии фёнов) и увеличению продолжительности периода абляции, иногда вы-

зывая интенсивное таяние льда в первых декадах сентября (1959, 1962).

Большое разнообразие и резкую смену погодных условий в Горном Алтае обусловливают смещающиеся над Алтаем и сопредельными районами циклонические и антициклонические образования арктического и полярного фронтов. В этих барических образованиях происходит перемещение и изменение свойств воздушных масс и фронтальных разделов, с которыми, в конечном счете, связывается режим погоды в высокогорной части, а следовательно, и режим ледников.

В умеренных широтах существенные различия в процессах циркуляции атмосферы по сезонам объясняются резкими сезонными изменениями в притоке солнечного тепла и соотношениями тепловых ресурсов континентов и океанов.

Зимою (XI—III) большая часть рассматриваемой территории, по картам средних изобар, находится под воздействием северо-западной периферии азиатского антициклона. Такое поле давления отражает лишь общие закономерности циркуляции над этим обширным районом. На синоптических картах отмечается смена барических образований — циклонов и антициклонов. Основные пути последних проходят зимою через юг Западной Сибири и север Казахстана, здесь же наблюдается и возникновение антициклональных ядер. Скорости движения антициклонов в предгорных районах и на плоскогорьях Монголии резко уменьшаются — происходит их стационирование. Средняя мощность антициклонов над юго-востоком Западной Сибири в декабре — феврале составляет 1030—1040 мб, максимальная из наблюдаемых за этот период была 1074 мб.

В антициклонах формируется над Западной Сибирью и Казахстаном КУВ со средними температурами зимой 20—25° ниже нуля. И лишь вторжение полярных антициклонов, особенно с северо-востока, приводит к снижению температуры до 40—45° мороза, абсолютные минимумы могут достигать — 50° и — 60° (Усть-Кокса — 54°, Катунь — 59°, Яйлю — 38°, Кош-Агач —60°).

Одновременно с процессами антициклогенеза над Западной Сибирью в зимний период получает развитие циклоническая деятельность (7, 8, 10). В пределы южной половины Западной Сибири циклоны смещаются в основном с запада и юго-запада, в северной половине — с запада и северо-запада. Среднее давление в центрах циклонов составляет менее 1010 мб, в центральной и юго-восточной части территории минимум был отмечен в марте и составил 970 мб. По северным побережьям могут смещаться очень глубокие циклоны, были зафиксированы глубины в 965 мб.

Зимою, в связи с увеличенной повторяемостью и стабилизацией антициклонов над средними широтами Азиатского ма-

терика, в средней тропосфере над юго-востоком Западно-Сибирской низменности и Горным Алтаем преобладают юго-западные и западные потоки. Циклоничность нарастает с юго-востока на северо-запад. В связи с этим на равнине количество осадков увеличивается с юга к центральной части. Некоторое увеличение осадков на периферии Горного Алтая в сравнении с прилегающей равниной вызывается обострением фронтальных разделов при подходе их к горам (8, 9, 11). На зимний (XI—III) период в горах в общем приходится 20% годовой суммы осадков. Особенно мало увлажнение в горных котловинах, в которых застой воздуха и его выхолаживание способствуют усилению процессов антициклогенеза (10, 18, 21). Высоко поднятые вершины и склоны хребтов, смываемые западными потоками воздуха, получают и в зимний период значительное увлажнение, снежный покров в горах на наветренных склонах может достигать 1,5—2,5 м, возможно и более (1, 18).

Весной и осенью усиливается меридиональность процессов циркуляции над Западной Сибирью, усиливается циклоничность над ее центральными районами. При обострении контрастов в высотных фронтальных зонах (ВФЗ) часто создаются благоприятные условия для возникновения циклонов из волновых возмущений как на холодных фронтах, так и на окклюзиях полярнофронтовых и старо-арктических циклонов (3, 5, 9, 13, 15). При этих процессах в горах выпадают значительные осадки.

Летом (VI—VIII) Горный Алтай и Западно-Сибирская низменность находятся в условиях размытого барического рельефа. Это среднее поле создается как за счет прогрева воздушных масс, так и за счет циклонической деятельности на арктическом и полярном фронтах. Циклоны летом смещаются более широтно, и средние их скорости уменьшаются в сравнении с другими сезонами. Летние антициклоны менее мощны, чем зимние. Основные пути их идут с запада на восток.

Особенностями циркуляции могут быть объяснены общие погодные климатические различия на рассматриваемой территории, основные черты режима ледников в высокогорной части, режим рек, а также существенные отклонения в ходе погод от нормальных (средних) условий.

Целью данной статьи является выяснение характерных черт барико-циркуляционного режима в абляционный период над Алтаем и сопредельными районами на основе прослеживания над ними барических образований (циклональных и антициклональных) за 20-летний период (1942—1961). Карты путей антициклонов за первое десятилетие были любезно представлены нам А. Д. Розовой. В проверке подсчетов ока-

зали помощь студенты Томского госуниверситета Н. Баязитова и И. Колесникова.

С карт траекторий циклонов и антициклонов были сняты величины повторяемости этих барических образований по отдельным трапециям (стороны последних проводились через 4° широты и 6° долготы), характеристики давления в центральных частях, изменение давления во времени и скорости смещения.

С мая по сентябрь траектории циклонов и антициклонов испещрили территорию от берегов Карского моря до полупустынь Казахстана. Циклоны могут проходить в Западную Сибирь из северных районов Атлантики (исландские циклоны), они чаще всего смещаются в пределах 50—64° с. ш. Эти циклоны нами относились к западным. Барические образования, перемещающиеся из районов, расположенных севернее 64 параллели, отнесены к северо-западным (из районов Баренцова моря) или северным (из районов Карского моря и полуострова Таймыр), пришедшим из районов, расположенных южнее 50° с. ш., фиксировались как юго-западные.

Перейдем к рассмотрению конкретной картины барико-циркуляционного режима абляционного периода (май—сентябрь).

Все вышеуказанные характеристики барико-циркуляционного режима нами рассматриваются по выделенным тридцати трапециям, охватывающим район между 44—68° с. ш. и 66—96° в. д. Основная же территория Алтая укладывается по существу в одну трапецию (48—52° с. ш., 84—90° в. д.). Такое кажущееся несоответствие вызывается размерами барических образований. Известно, что циклоны занимают большие площади и могут иметь диаметр до 2—3 тыс. км, а иногда и более. Глубина циклонов и характер погоды зависят от стадии их развития. Те же размеры имеют подвижные антициклоны. Погодные условия Алтая определяются иногда взаимодействием барических образований, центры которых располагаются на сотни и даже тысячи километров от него. Так, при стационировании циклона над центральной частью Западно-Сибирской низменности и антициклонов в Забайкалье или Монголии и Туве над Алтаем господствуют юго-западные и южные потоки в атмосфере. Вынос тепла с юга и развитие фёнов на северных склонах обусловливают очень высокие температуры в высокогорной части Алтая. При подобном расположении барических систем нами проведены наблюдения в высокогорных долинах Шавлы, Актру, Куварду и др. Вблизи Верхнего Шавлинского озера (2200 м по высотомеру) 16 августа 1955 года в 14 часов температура воздуха была 28,8°, температура воды в ледниковом озере достигала 11° у берега и 8,5° метрах в шести от него, где течение воды было хорошо выражено. На следующий день

у конца ледника в левом истоке реки Шавлы, на высоте 2400 м, в 14 часов наблюдалась температура 24,5°. Второй пример. В первой декаде сентября 1959 года в долине Актру на высоте 2850 м максимумы достигали 10—14° и ночные температуры не опускались ниже нуля даже при ясном небе (по нижней облачности). Относительная влажность на этих высотах над ледниковой поверхностью падала до 28—31%. В этой же долине на высоте 2150 м в лесу из лиственниц и кедра дневные максимумы достигали 23,0°, а относительная влажность в 14 часов в течение шести дней не превышала 30%. Интенсивные и длительные фёны на северных склонах хребтов Центрального Алтая бывают и при выходе в пределы юго-востока Западной Сибири юго-западных (аральских, каспийских) циклонов. И наоборот, при смещении западных циклонов выпадают значительные осадки, особенно при стационировании их над центром или юго-востоком Западной Сибири. Затоки холодных порций воздуха (формируемые вторичными холодными фронтами) в их тылу вызывают вынужденный подъем умеренных масс воздуха по склонам гор и выпадение больших сумм осадков. Обильные осадки выпадают при развитии волновой деятельности на холодных фронтах в предгорных районах и непосредственно в горах (2, 15). Как правило, к началу волновой деятельности над Алтаем через Западную Сибирь смещается серия циклонов арктического фронта, при этом происходит формирование центрального циклона над нижним Енисеем. От него на юго-запад простирается ложбина низкого давления, в ней может происходить процесс циклогенеза, возникают волновые циклоны, смещающиеся с юго-запада на северо-восток. Смещение через Алтай циклонов основных фронтов отмечается редко, зато довольно часто над ним или к востоку от него происходит стационирование антициклонов.

В табл. 1 приводится повторяемость циклонических и антициклональных образований по трапециям за месяцы абляционного периода (май—сентябрь). В мае полоса наибольшей циклоничности лежит между 60—64° с. ш., через каждую трапецию в среднем за месяц проходит по 2—3 циклонических образований. Повторяемость циклонов особенно резко уменьшается к югу от 52 параллели (табл. 1). В сравнении с апрелем зона максимальной повторяемости выражена более резко и сдвинута к северу. При переходе от зимы к лету циркуляционные зоны атмосферы смещаются к северу, в том числе и арктическая высотная фронтальная зона. Кроме условий общепланитарного характера сказываются сезонные изменения (в смысле наличия устойчивого снежного покрова) подстилающей поверхности. Средняя дата схода снежного покрова в Омске 12 апреля, в Сургуте 14 мая, в Салехарде 29 мая. Контрасты во фронтальных зонах должны обострять-

ся на границе снежного покрова, что сопровождается усилением процессов циклогенеза. Большая повторяемость циклонов над центральной частью Западно-Сибирской низменности отмечается также и за счет стационирования здесь циклонов, приземные центры их при этом описывают петли против часовой стрелки. Здесь и в предгорьях Алтая создаются условия для возникновения циклонов. Кроме того, над центром низменности происходит пересечение траекторий северо-западных и юго-западных циклонов.

Картину общей циклоничности дополняют данные о средней глубине циклонов (рис. 1). Так как во фронтальных зонах контрасты, по Х. П. Погосяну, от апреля к маю уменьшаются (10), то глубины циклонов в зоне максимальной цик-

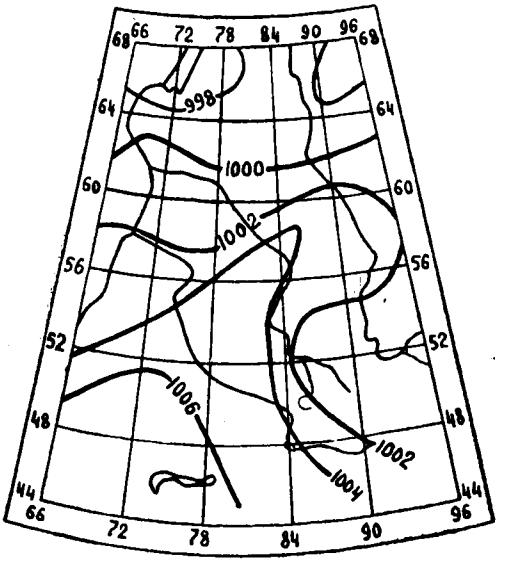


Рис. 1. Средние глубины циклонов в мае (за период 1942—1961 гг.)

лоничности в мае меньше, чем в апреле (в апреле 995—998 мб, в мае — 997—1001 мб).

От 12 до 17% общего количества смещающихся циклонов углубляются (на 5 мб и более за сутки) в нижнем течении Оби между 60—68° с. ш. и 72—84° в. д., от 12 до 15% — в предгорных районах Алтая. Интересно отметить, что за 20-летний период над юго-востоком Западной Сибири, особенно в предгорьях, не отмечалось значительных (на 5 мб за сутки) заполнений проходящих здесь циклонов. Последнее может служить одним из факторов, обусловливающих боль-

Таблица 1

Повторяемость циклонов и антициклонов в мае—сентябре за 20 лет (1942—1961 гг.)*)

Широта в град.	Долгота в градусах									
	66—72		72—78		78—84		84—90		90—96	
	анц.	цик.	анц.	цик.	анц.	цик.	анц.	цик.	анц.	цик.
68—64	37	32	26	48	12	39	9	42	7	39
	21	45	17	45	11	52	9	55	8	49
	17	22	11	21	9	31	8	34	6	33
	15	18	14	21	11	26	5	33	5	36
	6	42	6	39	7	32	4	33	4	28
64—60	26	50	26	57	15	67	9	58	9	53
	13	57	19	59	14	66	14	57	13	57
	14	42	9	44	4	48	5	48	6	43
	17	40	20	38	18	41	14	47	11	36
	7	41	6	40	8	44	5	33	7	31
60—56	34	35	29	41	32	45	17	52	11	33
	24	33	26	47	19	58	16	56	15	45
	16	41	17	54	14	58	7	54	3	32
	13	39	21	46	25	52	17	53	12	33
	7	34	9	40	11	38	11	30	14	23
56—52	34	31	46	40	46	26	44	20	42	16
	26	47	36	56	29	53	34	39	36	26
	18	47	19	54	15	64	19	38	16	19
	30	46	28	52	33	52	36	35	22	17
	34	32	34	39	37	32	35	25	36	11
52—48	52	18	72	12	70	16	55	12	54	5
	32	33	38	30	27	34	33	23	25	9
	38	38	34	29	27	26	21	20	16	2
	36	23	38	29	37	32	31	14	19	4
	37	12	47	15	48	9	39	7	22	3
48—44	29	13	38	9	29	6	18	3	10	0
	26	24	29	26	22	2	15	4	4	0
	14	14	8	16	7	9	5	0	3	0
	17	13	14	19	12	10	2	0	0	0
	37	10	35	7	24	3	12	3	8	0

*) В первой строке столбцов стоят величины, показывающие повторяемость антициклонов (анц.) и циклонов (цик.) в мае, во второй строке—июне, в третьей—в июле и т. д.

шие майские осадки в горах. Уровень увлажнений в мае выше, чем в сентябре, за исключением высокогорий.

Вклад в общую циклоничность различных типов циклонов зависит от широты. Циклоническое поле над Западной Сибирью создается главным образом за счет западных циклонов. Последнее свидетельствует об устойчивости западно-восточного переноса воздушных масс. Над таежной зоной западные циклоны составляют до 80% от общей повторяемости. Роль их резко уменьшается к югу от 52° с. ш. Над южными районами увеличивается повторяемость юго-западных циклонов (до 70% в зоне 48—52° с. ш.), над северными — северо-западных (30—42% к северу от 64°).

Наибольшие средние глубины имеют юго-западные циклоны между 56—64° с. ш. к востоку от 66 меридиана. Именно в этих районах происходит их регенерация на арктическом фронте.

Составной частью (механизмом) циркуляции атмосферы над Алтаем и сопредельными территориями являются антициклональные образования — гребни, антициклональные ядра и частные антициклоны (нами учитывались гребни, которые получили развитие и оформлялись в антициклональные ядра — частные антициклоны). Наиболее часто они проходят над центральной частью зоны 48—52° с. ш., повторяемость их убывает медленнее к северу и западу, чем к югу и востоку. Максимальная антициклональность в этих широтах служит причиной весенних атмосферных засух над Западной Сибирью и Казахстаном. Май характеризуется меньшей относительной влажностью в сравнении с другими месяцами абляционного периода, наибольшей повторяемостью в высокогорной части дней с фёнами (или фёновым эффектом), а также наибольшей средней продолжительностью фёна за сутки. Из восьмилетнего ряда наблюдений число дней с фёнами по месяцам абляционного периода на станциях Аккем, Кара-Тюрек приводятся в табл. 2.

Таблица 2

	V	VI	VII	VIII	IX
Аккем	20	15	12	14	17
Кара-Тюрек	15	11	8	10	11

В мае фёны над Алтаем в основном связаны с антициклональными образованиями.

К северу от 56 параллели повторяемость антициклонов на западе больше, чем на востоке. Это связано со стационированием в мае циклонов в северо-восточной части Западной Сибири. В тылу этих циклонов (или серий) происходит втор-

жение арктических масс воздуха в виде антициклональных ядер. Из выделенных нами типов антициклонов максимальную повторяемость имеют западные, лишь на крайнем севере рассматриваемой территории северные и северо-западные составляют 30—50%, а к югу от 52° с. ш. юго-западные — 12—30% общей повторяемости антициклонов по трапециям.

Усиление меридиональности в процессах циркуляции выразилось в большой повторяемости северо-западных и северных антициклонов в мае в сравнении с апрелем, при этом антициклоны данных типов проникают до самых южных районов (до 44° с. ш.), в меньшей повторяемости в южных районах западных и юго-западных антициклонов. Последнее говорит об ослаблении западно-восточного переноса в южной половине Западной Сибири.

Погодные условия зависят от процессов, обусловливающих усиление или разрушение антициклонов. Следует отметить, что наиболее часто мощность антициклонов увеличивается на 5 мб и более за сутки между 44—52° с. ш. к востоку от 90 меридиана (21—25%), между 48—52° с. ш. и 72—78° в. д. — над Казахским мелкосопочником (15%), а также над нижней Обью. Наибольшая повторяемость фёнов в мае и хорошая их выраженность в смысле относительной влажности именно связана с большой повторяемостью антициклонов и увеличением их мощности к востоку от 90° в. д. Последнее сопровождается усилением нисходящих токов в атмосфере над Горным Алтаем, а также выносом сухих и прогретых масс воздуха с юга по западной периферии антициклонов. Данные процессы приводят к ранней абляции ледников (1962, 1959).

В июне прогрев подстилающей поверхности способствует ослаблению антициклональной деятельности. Число антициклонов по трапециям уменьшается, а циклональных образований увеличивается, особенно к югу от 56° с. ш. (табл. 1) в сравнении с маем. Максимум повторяемости циклонов отмечается над центральными районами Западной Сибири, где происходит слияние арктической и полярной фронтальных зон, а следовательно, и их обострение. Последнее подтверждается и большей частотой углублений циклонов над этими районами (20—27%). Над южными районами углубление испытывают в общем 10—15% проходящих циклонов. Увеличение числа случаев углублений циклонов в предгорных районах связано с расходимостью потоков в средней тропосфере (динамический фактор), а также с интенсивным подтоком прогретых масс с юга. Заполнения циклонов наблюдаются значительно реже, чем углубления.

На карте средних глубин циклонов июня (рис. 2) за 20-летний период их максимальные значения наблюдаются в северо-восточной части Западной Сибири. В междуречье

Оби и Енисея к северу от 56 параллели происходят процессы регенерации и стационирования циклонов. Эти процессы обусловливают юго-западные потоки над Алтаем, выпадение незначительных осадков на наветренных склонах и развитие фёнов на подветренных (северных). Этим, вероятно, следует объяснить, кроме увеличения повторяемости здесь антициклонов, незначительный рост и даже уменьшение осадков

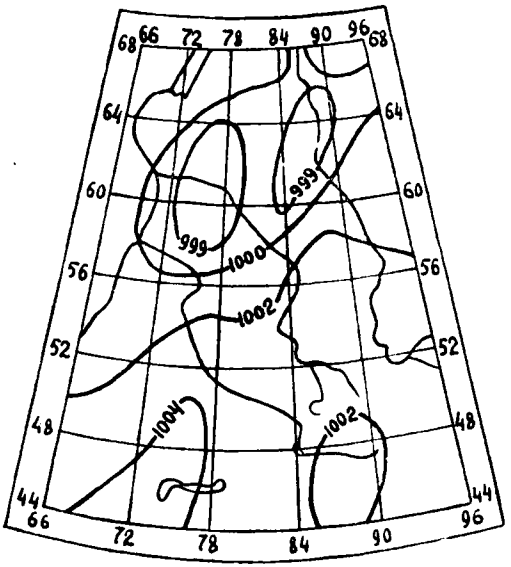


Рис. 2. Средние глубины циклонов в июне (за период 1942—1961 гг.).

на ряде станций Горного Алтая от мая к июню, в то время как в предгорьях и на равнинах повсеместно фиксируется большое увеличение осадков.

Пути антициклонов в июне наиболее часто проходят между 48—56° с. ш. К востоку от 78 меридиана повторяемость западных антициклонов увеличивается за счет сходимости траекторий, здесь же отмечается их усиление. Ведущую роль в формировании антициклонального поля в средней части Западной Сибири (52—60° с. ш.) играют западные и северо-западные антициклоны, особенно в восточных районах. Роль юго-западных образований здесь ничтожно мала.

В июле полоса наибольшей цикличности смещена к югу в сравнении с июнем и более четко локализирована между 52—64° с. ш. (табл. 1). По повторяемости различных типов циклонов над Западной Сибирью сохраняются три зоны:

северная, в которой преобладают западные и северо-западные, центральная — с господством западных, южная — с преобладанием западных и юго-западных циклонов. К югу от 52° с. ш. в июне и июле юго-западные циклоны преобладают над западными. Северо-западные циклоны за 20-летний период здесь не отмечались. В июле вообще роль полярнофронтовых (юго-западных) циклонов в циркуляции атмосферы над юго-востоком Западной Сибири возрастает в связи с выходом сюда аральских, каспийских циклонов, а также с возникновением волновых циклонов на полярном фронте.

На карте среднего давления в циклонах июля (рис. 3) выделяются два района с наиболее низким давлением — междуречье Оби и Енисея и предгорья Алтая. Именно над этими районами в июле обычно происходят углубления цик-

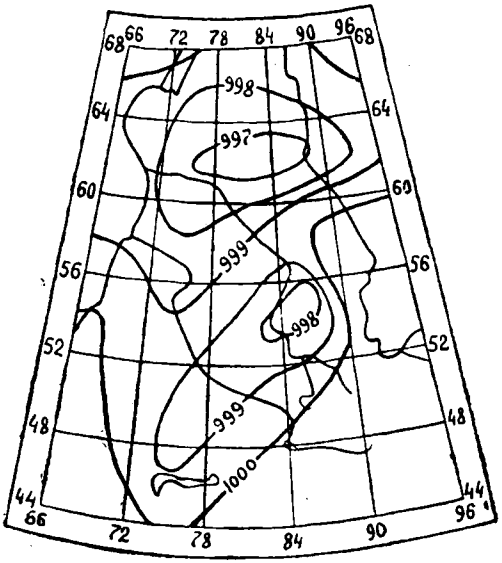


Рис. 3. Средние глубины циклонов в июле (за период 1942—1961 гг.).

лонов полярного фронта, возникновение новых циклонических образований, а также стабилизация циклонов основных форм.

Усиление циклонической деятельности обусловило обильные летние осадки в Горном Алтае, на июль приходится их максимум в годовом выводе. Над Омской и Новосибирской областями 20—30% смещавшихся циклонов углубляется и 10—15% заполняется. Циклоны в июле обычно оформлены

одной-двумя изобарами. Но они, как правило, дают больше осадков, чем четко выраженные циклоны весны и осени. Это связано с большей абсолютной влажностью воздушных масс, которая достигает в июле своего максимума в годовом выводе, а также с неустойчивой стратификацией континентальных воздушных масс летом.

Процессы антициклогенеза над материком выражены слабо, резко уменьшена повторяемость антициклональных образований, среднее давление в их центральных частях составляет 1013—1018 мб, они оформлены одной-двумя изобарами. На приземных картах часто можно отмечать размытый барический рельеф, а на высотных — хорошо выраженные антициклоны. С последними связывается развитие антициклональных фёнов в высокогорной части Алтая и интенсивное таяние ледников.

В августе процессы циркуляции атмосферы над Западной Сибирью претерпевают существенные изменения. Уменьшается роль полярнофронтовых циклонов, их повторяемость сокращается вдвое к северу от 52° с. ш., усиливается активность циклонов арктического фронта, северо-западных и северных циклонов насчитывается по трапециям в 2—3 раза больше, чем в июле, возрастает мощность (1016—1022 мб) и в полтора-два раза повторяемость антициклонов в сравнении с июлем (табл. 1). Глубины циклонов, смещавшихся над большей частью территории, уменьшились (рис. 4). Пути циклонов наиболее часто проходят между 52—64° с. ш. В междуречье Оби и Иртыша, между 52—56° с. ш., и в междуречье Оби и Енисея, к северу от 56 параллели, фиксируются на картах траекторий циклональных образований узлы пересечений. Ими можно объяснить, кроме орографических влияний, нарастание или сохранение уровня осадков в глубь континента в пределах Западно-Сибирской низменности.

Усиление в августе северо-западных потоков вызывает увеличение осадков либо сохранение июльского уровня увлажнения в Северо-Западном и Северном Алтае, а также на высоко поднятых северных склонах Центрального Алтая. Затоки арктического воздуха в тылу стационирующих за нижним Енисеем циклонов приводят к созданию ВФЗ над юго-востоком и развитию волновой деятельности, вплоть до образования частных циклонов на холодных фронтах. С прохождением волн выпадают обильные осадки в горах, при этом каждая последующая волна увеличивает мощность АВ. Смена юго-западных потоков северо-западными и северными приводит к прекращению осадков, установлению холодной ясной погоды. При этом снег захватывает не только ледниковую зону, но и опускается значительно ниже границы леса.

Роль юго-западных циклонов велика к югу от 52° с. ш., при выходе в центральные районы Западной Сибири они обычно

регенерируют на арктическом фронте. Их средние глубины здесь достигают 991—993 мб, на западе и востоке уже 997—999 мб. При выходе юго-западных циклонов в пределы юго-востока в горах отмечаются кратковременные ливни с грозами. При стационировании юго-западных циклонов над центральными и юго-восточными районами Западной Сибири в горах устанавливаются периоды неустойчивой погоды с переменной облачностью и кратковременными чередующимися осадками. Перед прохождением холодных фронтов бывают небольшие периоды фёнов на северных склонах хребтов Центрального Алтая (14, 2, 6).

Антициклональное поле создается за счет смещения западных, северо-западных, северных и юго-западных антициклональных образований. Первые два типа формируются в основном в умеренных воздушных массах, северные — в АВ или прежнем АВ, юго-западные — в прогретом КУВ, который по своим свойствам летом близок к ТВ. При стационировании юго-западных и западных антициклонов над Монголией и Тувой наблюдаются в горах периоды ясной теплой погоды часто с фёном. Интенсивное таяние ледников вызывает бурный подъем уровней воды в горных реках. Смещение и стационирование над Монголией северо-западных и северных антициклонов не сопровождается интенсивным таянием льда. Этими вторжениями, как правило, кончаются периоды развития волновой деятельности (с обильными снегопадами) в горах. Адвекция холодных масс, наличие снежной поверхности с большой теплоотдачей (длинноволновое излучение) и большим альбедо тормозят нарастание температур. Обильные снегопады в конце августа фиксируют часто конец абляционного периода в средних частях ледников (16, 21, 22).

В августе создаются благоприятные условия для стационирования антициклонов над Монголией, намечаются черты осенней и зимней циркуляции атмосферы.

В сентябре обострение контрастов в ПВФЗ над Западной Сибирью вызвало усиление циклонической деятельности к северу от 60 параллели главным образом за счет западных циклонов и, как следствие, усиление антициклональной деятельности в южных районах. Среднее давление циклонов по трапециям приводится на рис. 5. В сентябре барические образования более четко выражены. В мае разности среднего давления в центрах циклонов и антициклонов в юго-восточной части Западной Сибири составляли 20—22 мб, в июле 14—18 мб, в сентябре 21—24 мб. Западно-восточный перенос над высокогорным Алтаем усиливается за счет больших горизонтальных барических градиентов.

Для более детального анализа барико-циркуляционного режима сентября приведем таблицу повторяемости циклонов и антициклонов различных типов по трапециям. В первой

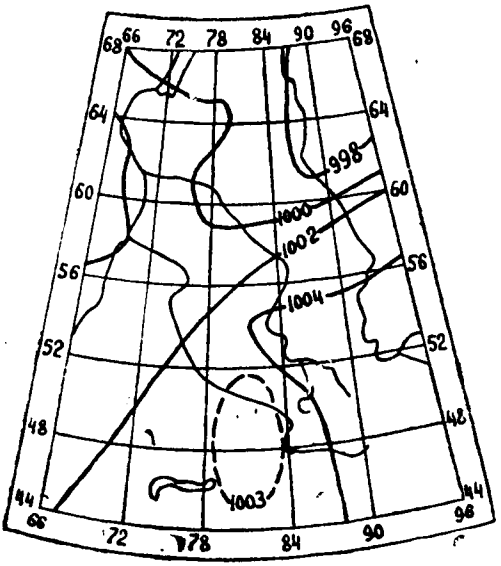


Рис. 4. Средние глубины циклонов в августе (за период 1942—1961 гг.).

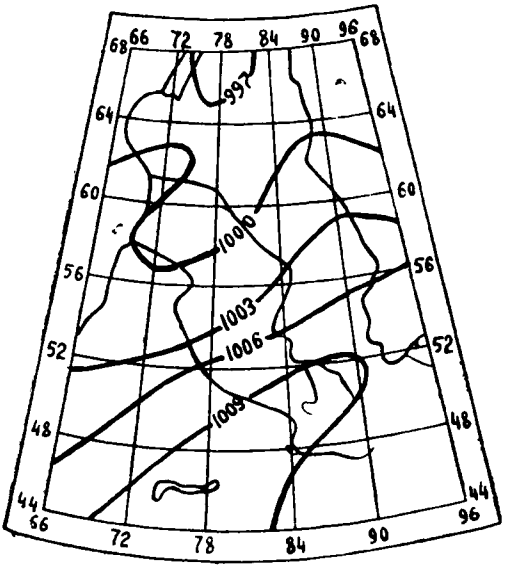


Рис. 5. Средние глубины циклонов в сентябре (за период 1942—1961 гг.).

строке каждой трапеции в табл. 3 дана повторяемость северных и северо-западных образований, во второй — западных, в третьей — юго-западных и южных вместе. В левой графе трапеции приведена повторяемость сооветствующих типов циклонов, в правой — антициклонов. Как видно из табл. 3,

Таблица 3

Широта	66—72		72—78		78—84		84—90		90—96	
	цк.	ацк.	цк.	ацк.	цк	ацк.	цк.	ацк.	цк.	ацк.
	5	4	4	4	9	3	8	1	6	1
68—64	35	2	32	2	19	4	22	3	19	3
	2	0	3	0	4	0	3	0	3	0
	6	5	5	4	6	4	4	2	2	2
64—60	22	2	29	2	34	4	26	3	26	5
	3	0	6	0	4	0	3	0	3	0
	1	4	2	7	3	5	2	2	2	3
60—56	35	3	29	2	29	4	21	6	15	8
	3	0	9	0	6	2	7	3	6	3
	1	4	2	5	1	6	1	4	0	3
56—52	20	22	23	21	21	18	17	16	7	18
	11	8	14	8	10	13	7	15	4	15
	0	5	0	3	0	6	0	2	0	2
52—48	2	15	5	21	3	20	3	18	0	13
	10	17	10	23	6	22	4	19	3	17
	0	3	0	2	0	1	0	5	0	1
48—44	2	8	2	8	1	6	1	4	0	1
	8	26	5	25	2	17	1	7	0	6

цк. — циклоны, ацк. — антициклоны

роль юго-западных образований велика к югу от 56° с. ш., а в полосе 44—52° с. ш. они уже преобладают. Юго-западные антициклоны в сентябре часто стационируют над Монголией, Тувой и Забайкальем. При этих процессах происходит интенсивный вынос теплых воздушных масс с юга в Горный Алтай, а при развитии антициклональных фёнов температуры в сред-

них частях ледников достигают 10—15°, а у их концов превышают часто 20°. Интенсивные фёны при этом могут продолжаться несколько дней подряд (14, 16, 22). Выходы и юго-западных (полярнофронтовых) циклонов в пределы юго-востока не сопровождаются обильными осадками в горах, так как на полярном фронте в это время взаимодействуют обычно сухие массы КТВ и КУВ. Лишь регенерация их на арктическом фронте и стационирование над восточными районами может сопровождаться в горах длительными периодами умеренных осадков. Более обильные в горах осадки вызываются смещением по южным районам серии западных циклонов, а также развитием волновой деятельности над юго-востоком Западной Сибири.

Сокращение повторяемости циклонов и увеличение повторяемости антициклонов над югом Западной Сибири обусловили значительное, часто в 1,5—3,0 раза, уменьшение осадков от августа к сентябрю, особенно по станциям, расположенным у северных склонов хребтов, уменьшение относительной влажности и некоторое увеличение повторяемости фёнов. Такого уменьшения осадков не отмечается в высокогорной части за счет усиления западно-восточного переноса в средней тропосфере. Так, на станции Катунь, расположенной на юго-западном склоне Катунского хребта на высоте 1800 м, осадков в сентябре выпадает больше, чем в августе. Вероятно, юго-западные и западные (наветренные) склоны высоко поднятых хребтов Западного и Центрального Алтая в сентябре—ноябре получают еще обильное увлажнение. Следует отметить, что роль антициклональных фёнов от августа к сентябрю увеличивается. Последние вытекают из усиления процессов антициклогенеза в сентябре и подтверждаются ходом температуры и влажности в высокогорных районах. Из 8-летнего ряда наблюдений относительная влажность на станциях Аккем и Кара-Тюрек по срокам понижается от августа к сентябрю на 6—10%, в долинах среднегорного Алтая и предгорных районах спад составляет всего 2—5%, а на равнинах чаще всего относительная влажность растет.

При сравнении циркуляции атмосферы над Алтаем в мае и сентябре необходимо учитывать не только повторяемость циклонов и антициклонов, но и направленность процессов, характер воздушных масс и сезонные изменения их свойств.

В мае при разрушении азиатского антициклона максимальная повторяемость антициклонов отмечается над Северным Казахстаном. Над Алтаем часты северо-западные потоки, приносящие холодные воздушные массы, в которых развиваются восходящие токи. В сентябре формируется азиатский антициклон, Горный Алтай занимает прогретые массы воздуха из Казахстана и Средней Азии. Меридиональность процессов циркуляции атмосферы в сентябре развита меньше,

чем в мае. Учитывая сделанные замечания, можно в общих чертах объяснить особенности погодно-климатических условий мая и сентября в высокогорном Алтае, используя данные о барико-циркуляционном режиме.

ЛИТЕРАТУРА

Башлаков Я. К. Гидрометеорологический режим верхней части бассейна р. Аккем летом, 1962 года. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 4.

Брок В. А. Синоптические процессы и погодные условия июля 1959 г. в пределах Горного Алтая. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, Томск, 1962.

Бугаев В. А. О знаке динамических изменений в основных типах высотных фронтальных зон. Докл. УзССР, Ташкент, 1952.

Бугаев В. А., Джорджио В. А. и др. Синоптические процессы Средней Азии. Ташкент, 1957.

Дюбюк А. Ф. О циркуляции в атмосфере и типах циркуляций атмосферы над Европой и Западной Сибирью. Тр. НИУ ГУГМС, серия 2, 1947.

Закиев Х. Я. Циркуляция атмосферы, погода и состояние ледника М. Актру. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, 1962.

Исаев Э. А. Синоптические процессы над Атлантическим океаном и Евразией. Гимиз, Л., 1956.

Орлова В. В. Границы бореальных климатов равнинной части СССР. Тр. ГГО, вып. 19, 1938.

Орлова В. В. Западная Сибирь, Климат СССР, вып. 4, Л., 1962.

Погосян Х. П. Циркуляция атмосферы, Л., 1959.

Попова К. И. Распределение и годовой ход осадков в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Труды ТГУ, т. 147, Томск, 1957.

Попова К. И., Розова А. Д. О некоторых особенностях циркуляционного режима над юго-востоком Западно-Сибирской низменности. Докл. VII науч. конфер., посвященной 40-летию Вел. Октябр. рев., вып. 4, Томск, 1957.

Попова К. И. Краткая характеристика связей осадков с циркуляционным режимом за теплый период над юго-восточной частью Западно-Сибирской низменности. Вопросы географии Сибири, вып. 4, Томск, 1962.

Попова К. И. Об особой роли некоторых типов погоды в режиме ледников Алтая. Материалы гляциологических исследований, Хроника обсуждения, № 7, Москва.

Попова К. И., Курсанова О. Н. Волновая деятельность на холодных фронтах над Алтаем в теплый период. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, Томск, 1962.

Попова К. И. Особенности метеорологического режима абляционных периодов на ледниках Актру Центрального Алтая. Доклад на первой Всесоюзной конференции по итогам МГГ, Москва, 1963.

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая, Москва, 1949.

Тронов М. В., Олейник И. Я. Общие результаты ледниковых исследований на Алтае в период МГГ. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 1, Томск, 1962.

Тронов М. В. Итоги гляциологических исследований в период МГГ. Материалы гляциологических исследований, Хроника обсуждения, № 4, Москва, 1962.

Тронов М. В. Основные черты связей между климатом и оледенением на Алтае. Материалы гляциологических исследований, Хроника обсуждения, № 7, Москва.

Тронов М. В., Попова К. И. и др. Материалы гляциометеорологических исследований на Алтае по программе МГГ (фактический материал), т. 1, том 2, Москва, фонд МГГ.

Л. И. ТРИФОНОВА, Л. П. ФЕДЮШИНА

К ВОПРОСУ О ПРИВЕДЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОСАДКОВ СТАНЦИИ НИЖНЯЯ АКТРУ К МНОГОЛЕТНЕМУ РЯДУ

В период Международного геофизического года в центральной части Северо-Чуйских гор, в районе снежной группы Биш-Иирду на станциях Нижняя Актру и Верхняя Актру были начаты комплексные гляциометеорологические исследования, продолжающиеся в настоящее время. Исследования летом носят экспедиционный характер. В зимнее время наблюдения ведутся по сокращенной программе зимовщиками альплагеря Актру.

За истекший период накопился достаточный материал, позволяющий судить о некоторых особенностях климата Актру. Однако изменчивость метеорологических элементов из года в год очень велика. Поэтому для получения средних месячных величин с необходимой для практики степенью точности требуется большее число лет наблюдений. Только тогда можно создать полное представление о климате района, иметь возможность судить об отдельных его аномалиях и их влиянии на режим ледников.

Целью настоящей работы является изыскание возможностей приведения основных метеорологических элементов (температуры и осадков) на станции Нижняя Актру к более длинному ряду. Для этого была выбрана станция Аккем с аналогичными физико-географическими условиями. Ниже приводится краткая физико-географическая характеристика станций по работам М. В. Тронова и В. В. Сапожникова.

Долинная станция Аккем расположена на высоте 2050 м над уровнем моря в долине р. Аккем, правого притока р. Катуни, в пяти километрах от Аккемского ледника.

Долина р. Аккем ориентирована с юга на север. С юга она огорожена высокими хребтами, поднимающимися до высоты 4506 м, с восточной стороны к станции круто спускаются склоны гор Ярлу, поднимающиеся над уровнем станции на 1270 м, с западной стороны к долине подходят отроги Катунского хребта. С севера станция открыта. Река Аккем берет начало из ледника, близ станции протекает через озеро, питаемое ледниковыми водами. Озеро сохраняет низкие тем-

пературы круглый год и оказывает существенное влияние на температуру воздуха прилегающих районов.

Станция Нижняя Актру расположена в долине р. Актру, притока р. Чуи, на высоте 2150 м над уровнем моря. Долина р. Актру ориентирована с юго-юго-запада на северо-северо-восток, с трех сторон защищена горами. Абсолютная высота хребтов, ограничивающих станцию с юга, составляет 3500—4000 м. Долина открыта на северо-северо-восток. Река Актру начинается в снежной группе Биш-Иирду, которая представляет собой наиболее высокую часть Северо-Чуйских гор.

Из описания следует, что обе станции характеризуют мезоклиматы двух долин, ориентированных почти одинаково и имеющих небольшие расхождения в абсолютной высоте. Расстояние между станциями (100 км) способствует тому, что очень часто обе долины находятся под влиянием одних и тех же воздушных масс. Дополнительным фактором в долине Аккем, влияющим на температуру воздуха, является Большое Аккемское озеро.

Исследование температурного режима

Исследование температурного режима обеих станций производилось по имеющимся параллельным наблюдениям за период с 1957 года по 1962 год. В летние месяцы (июнь—август) наблюдения на обеих станциях проводились по одной и той же методике в основные климатические сроки (1 час, 7 часов, 13 часов, 19 часов). С января по май и с сентября по декабрь наблюдения на станции Нижняя Актру проводились только в три срока (7 часов, 13 часов, 19 часов), на станции Аккем в этот период наблюдения проводились в обычные четыре климатических срока.

Для того чтобы иметь возможность сравнивать наблюдения обеих станций в течение всего года, а в последующем и приводить, существующая неоднородность рядов наблюдений была устранена следующим образом. За летние месяцы (июнь, июль, август) 1958 года на обеих станциях была определена разность между средними месячными температурами за четыре срока и средними месячными температурами за три срока (табл. 1).

Таблица 1

Разности средних месячных температур по четырехсрочным и трехсрочным наблюдениям

	Июнь	Июль	Август
Нижняя Актру	—0,6	—1,3	—1,0
Аккем	—0,8	—1,2	—1,0

Как видно из таблицы, разности на станции Нижняя Актру мало отличаются от разностей на станции Аккем (0,1—0,2°). Это позволило считать, что расхождения средних температур, вычисленных за четыре срока, и температур, вычисленных за три срока, идентичны на обеих станциях в течение всего года.

Поэтому по имеющимся наблюдениям на станции Аккем за 1958 год были вычислены разности между средними месячными температурами за четыре срока и средними месячными температурами за три срока (табл. 2).

Таблица 2

Разности между четырех- и трехсрочными средними месячными температурами на станции Аккем

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
—0,7	—0,7	—0,8	—1,7	—1,0	—0,8	—1,2	—1,0	—0,5	—0,6	—0,4	—0,2

Эти разности были приняты как поправки к трехсрочным температурам на станции Нижняя Актру.

После введения поправок к средним месячным температурам на станции Нижняя Актру мы получили однородные ряды наблюдений на обеих станциях. Сравнение годового и суточного хода температур на обеих станциях показывает хорошую их согласованность за весь период параллельных наблюдений (рис. 1, 2, 3).

Такая согласованность вполне объяснима следующими причинами: 1. Обеим станциям присущи общие черты большого рельефа, общие черты в расположении долин крупных рек и притоков, примерно одинаковая высота станций над уровнем моря.

2. Вследствие небольшого расстояния между станциями они подвергаются, как правило, влиянию одинаковых воздушных масс, что обусловливает достаточную вероятность одинаковых типов погоды.

3. Даже местные типы циркуляции (фены, горно-долинные ветры) в среднем выводе проявляются одинаково на обеих станциях, хотя в отдельные дни может не быть согласованности в их проявлении.

В течение всего исследуемого периода на станции Нижняя Актру отмечаются более низкие, чем в Аккеме, температуры зимы (1,5—3°) и более высокие температуры лета (0,5—1,5°). В переходные сезоны температуры, как правило, выравниваются. Вследствие этого амплитуда годового хода на станции Нижняя Актру больше, чем на станции Аккем в среднем на 4° (табл. 3, 4).

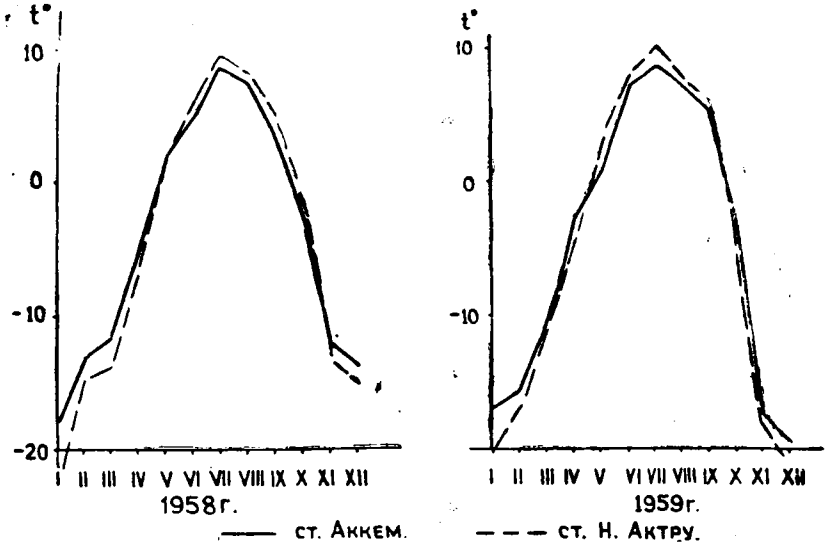


Рис. 1. Годовой ход температуры воздуха.

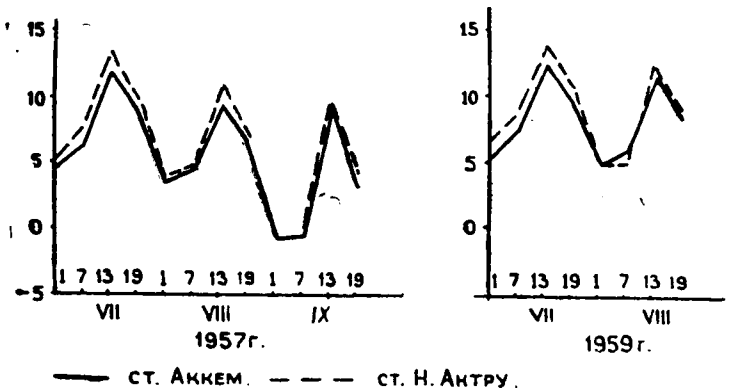


Рис. 2. Суточный ход температуры воздуха.

Очевидно, более сглаженный годовой ход температур на станции Аккем объясняется влиянием Большого Аккемского озера, питаемого ледниковыми водами: летом озеро способствует понижению температур окружающего воздуха.

Хорошая согласованность в ходе температур обеих станций позволила предположить возможность приведения короткого ряда температур на станции Нижняя Актру к более длинному ряду наблюдений (16 лет) на станции Аккем.

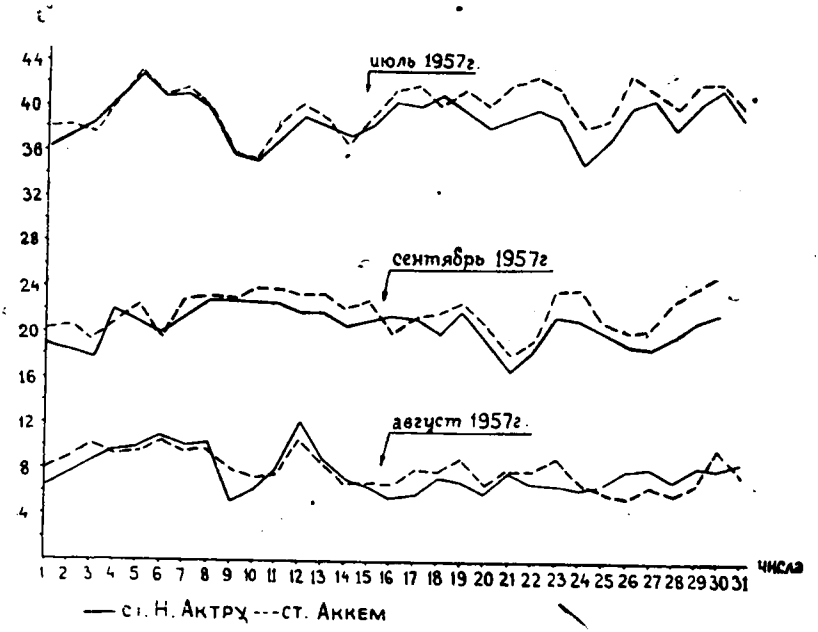


Рис. 3. Сравнительный ход среднесуточных температур воздуха на ст. Н. Актру и ст. Аккем.

Приведение температуры к единому периоду обычно производится методом разностей, поскольку для этого элемента характерна устойчивость разностей температур близлежащих станций. Формула приведения имеет вид: $\overline{B}'_N = \overline{A}_N + \overline{D}_n$, где

$\overline{B}'_N$ — приведенная средняя месячная температура на короткорядной станции (Нижняя Актру);

$\overline{A}_N$ — средняя месячная температура на опорной станции (Аккем) за длинный ряд лет;

$\overline{D}_n$ — средняя разность температур приводимой и опорной станций за короткий ряд лет.

С целью выявления степени связи в ходе температур, устойчивости разностей между температурами обеих станций и, наконец, возможности приведения температур были под-

считаны средние квадратичные ошибки и коэффициенты корреляционной зависимости обеих рядов температур, а также определены критерии целесообразности приведения короткого ряда наблюдений станции Нижняя Актру к длинному ряду станции Аккем.

Вычисления производились по следующим формулам:

$$\sigma(x) = \sqrt{\frac{\sum_{1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{n}}; \tag{2}$$

$$r(a,b) = \frac{\sum_{1}^{n}(a_i - \bar{a}) \cdot (b_i - \bar{b})}{n \cdot \sigma(a) \cdot \sigma(b)}, \tag{3}$$

где $\sigma(x)$ — средняя квадратичная ошибка любого ряда наблюдений;

$\sigma(a)$ — средняя квадратичная ошибка ряда наблюдений на опорной станции (Аккем);

$\sigma(b)$ — средняя квадратичная ошибка ряда наблюдений на приводимой станции (Нижняя Актру);

$x_i\ a_i\ b_i$ — данные наблюдений за отдельные годы, соответственно на любой станции, на опорной и приводимой;

$\bar{x},\ \bar{a},\ \bar{b}$ — средние значения метеорологического элемента за исследуемый ряд лет;

$r(a, b)$ — коэффициент корреляции между наблюдениями на станции А (Аккем) и станции В (Нижняя Актру);

n — число лет наблюдений, общее для обеих станций.

Критерий целесообразности приведения определяется по формуле: $r(a, b) > \frac{1}{2}\frac{\sigma(a)}{\sigma(b)}$. (4)

Для вычислений использовались данные параллельных наблюдений на обеих станциях за 1957—1962 годы (табл. 3, 4).

Как показали вычисления, во все месяцы года наблюдается хорошая корреляционная зависимость рядов температуры станций Аккем и Нижняя Актру (табл. 5). Самый низкий коэффициент корреляции отмечается в июле (0,73), в мае (0,76) и в июне (0,86), в остальные месяцы он не ниже 0,90, а в отдельные месяцы (февраль, март, октябрь) он равен 1. Приведение целесообразно во все месяцы, т. к. все время $r(a, b) > \frac{1}{2}\frac{\sigma(a)}{\sigma(b)}$ (табл. 5).

Приведение производилось методом разностей по формуле (1). За длинный ряд лет взят период 1932—1935 годы, 1951—1962 годы (16 лет).

Таблица 3

Средняя месячная и годовая температура воздуха на станции Нижняя Актру

Месяцы / Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
1957	—	—	—	—	—	—	9,0	6,4	4,0	—3,4	—6,4		—	
1958	—21,4	—14,9	—13,3	—7,2	1,8	5,0	9,3	8,4	4,4	—4,9	—13,3	—14,9	—5,3	30,7
1959	—19,8	—16,9	—10,9	—3,9	3,6	8,2	10,3	8,1	6,3	—3,4	—17,0	—21,5	—4,4	31,8
1960	—19,1	—14,9	—	—7,2	—0,5	7,1	9,1	7,5	4,5	—	—14,9	—19,7	—	28,8
1961	—20,5	—15,9	—13,2	—1,5	2,4	7,6	10,2	7,5	5,3	—9,9	—11,4	—18,0	—5,5	30,7
1962	—	—	—	—	—	9,5	9,6	9,7	—	—	—	—	—	—
Средняя	—20,2	—15,6	—12,5	—5,0	2,1	7,5	9,6	7,9	4,2	—5,4	—12,6	—18,5		

Таблица 4

Средняя месячная и годовая температура воздуха на станции Аккем

Годы \ Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
1957							7,8	5,9	2,9	—2,9	—9,5		—	
1958	—17,9	—13,3	—11,3	—5,3	1,9	3,6	8,4	7,6	2,9	—3,9	—12,2	—13,8	—4,4	26,3
1959	—16,9	—15,7	—10,6	—2,7	0,9	7,7	8,8	7,7	5,4	—2,6	—16,5	—19,3	—3,5	28,1
1960	—16,1	—13,3	—	—4,4	—1,0	6,6	7,7	6,9		—	—13,3	—16,6	—	24,3
1961	—18,1	—14,5	—11,2	—0,3	2,8	5,6	8,6	6,6		—8,1	—9,5	—15,0		26,7
1962						8,8	9,2	9,2						
Средняя	—17,2	—14,2	—11,0	—3,2	1,1	6,5	8,4	7,3	3,7	—4,4	—12,2	—16,2		

Таблица 5

Критерии, определяющие степень зависимости рядов температур станций Нижняя Актру и Аккем

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
r	0,90	1,00	1,00	0,98	0,76	0,86	0,73	0,97	0,94	1,00	0,90	0,96
$\sigma\ (a)$	0,80	1,00	0,31	1,90	1,40	1,79	0,53	1,08	1,18	2,20	2,60	2,06
$\sigma\ (в)$	0,85	0,83	1,10	2,48	1,50	1,49	0,51	1,02	1,40	2,75	3,46	2,46
$\frac{1}{2}\frac{\sigma\ (a)}{\sigma\ (в)}$	0,47	0,62	0,16	0,40	0,47	0,60	0,52	0,53	0,43	0,39	0,37	0,48

Таблица 6

Средние месячные температуры станций Нижняя Актру и Аккем

Станции	Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Н. Актру, Аккем	$\overline{A}_N$	—18,9	—16,2	—11,6	—4,7	2,1	7,3	8,7	7,4	2,9	—4,1	—12,1	—14,8	—4,5	27,6
	$\overline{A}_n$	—17,2	—14,2	—11,0	—3,2	1,1	6,5	8,4	7,3	3,7	—4,4	—12,2	—16,2	—4,3	25,6
	$\overline{D}_n$	—3,0	—1,4	—1,5	—1,8	1,0	1,0	1,2	0,6	1,2	—1,0	—0,4	—2,3		
	$\overline{B}_n$	—20,2	—15,6	—12,5	—5,0	2,1	7,5	9,6	7,9	4,9	—5,4	—12,7	—18,5	—4,8	29,8
	$\overline{B}^1{}_N$	—21,9	—17,6	—13,1	—6,5	3,1	8,3	9,9	8,0	4,1	—5,1	—12,5	—17,1	—5,0	31,8

В табл. 6 приводятся средние месячные температуры на обеих станциях за короткий и длинный ряды лет, а также разности, которыми пользовались для приведения.

Детальное исследование хода температур показывает хорошую согласованность их на названных станциях не только в многолетнем разрезе, но и за отдельные дни абляционного периода (рис. 3, табл. 7).

На основании этого представляется возможным сделать вывод, что ход температур на одной станции позволяет судить о значении температур на другой, однако при этом необходимо учитывать типы погоды. Наиболее вероятно такое сравнение в периоды пасмурной погоды.

Таблица 7

Коэффициенты корреляции за отдельные годы абляционного периода

Годы	1957	1958	1959
Месяцы			
Июль	0,84	0,89	0,90
Август	0,96	0,92	0,71
Сентябрь	0,84	0,92	—

В периоды с фёнами и в периоды холодной адвекции различия в температурном режиме отдельных дней на станциях могут оказаться значительными. Так, например, в первую половину июня 1958 года погодные условия на обеих станциях оказались различными, коэффициент корреляционной зависимости температур за этот период оказался равным 0,22, в то время как во второй половине месяца (с момента начала абляционного периода в этом году) отмечается хорошая согласованность в ходе температур обеих станций. Коэффициент корреляции, вычисленный для второй половины июня, равен 0,95.

Исследование режима осадков

Исследование режима осадков производилось за те годы, когда имелись полные ряды наблюдений на обеих станциях (1958—1961). В табл. 8, 9 приводятся данные этих наблюдений. Анализ таблиц и рис. 4 показывает, что в годовом ходе осадков обеих станций не наблюдается полной согласованности. В отдельные годы эта согласованность лучше (1958, 1961), в другие — хуже (1960). Количество осадков на обеих станциях различно. Но, как правило, на станции Нижняя Актру осадков больше, чем на станции Аккем. Превышение

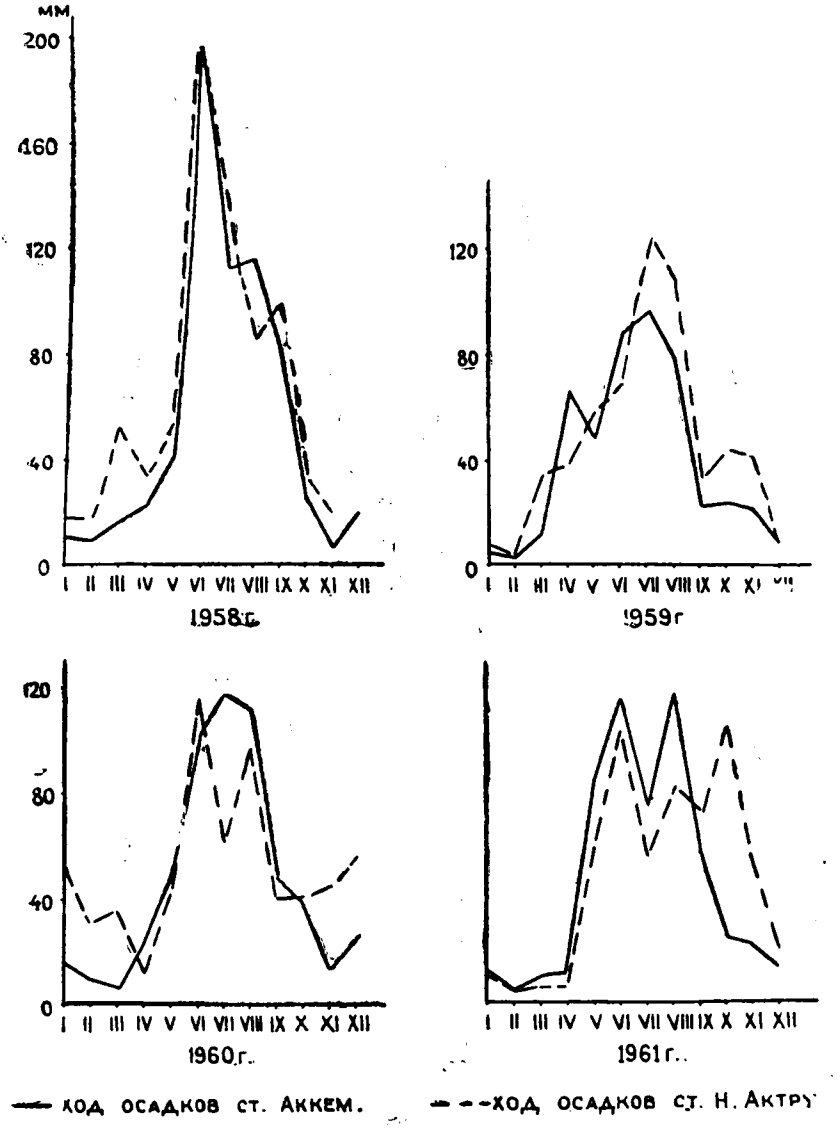


Рис. 4. Годовой ход осадков.

осадков на станции Нижняя Актру наблюдается чаще в холодном полугодии и повторяется почти ежегодно. Именно поэтому средняя сумма осадков в холодном полугодии на станции Нижняя Актру более чем в два раза превышает сумму осадков этого полугодия на станции Аккем (135 мм и 62 мм). В теплом полугодии на обеих станциях чаще выпадает одинаковое количество осадков. Поэтому средние суммы осадков за теплое полугодие почти равны (508 мм и 496 мм).

Для более точного выяснения характера согласованности этого элемента на обеих станциях и целесообразности приведения осадков станции Нижняя Актру по станции Аккем были вычислены средние квадратичные ошибки и коэффициенты корреляции обоих рядов наблюдений за все месяцы по приведенным ранее формулам (2, 3).

Критерий целесообразности приведения вычисляется по формуле: $r\ (a,\ b) > \frac{k}{2}\frac{\sigma\ (a)}{(\sigma\ b)}$ (5), $k = \frac{\overline{B}_n}{\overline{A}_n}$, где

$\overline{B}_n$ — средняя сумма осадков за короткий ряд наблюдений на приводимой станции (Нижняя Актру);

$\overline{A}_n$ — средняя сумма осадков за короткий ряд наблюдений на опорной станции (Аккем). Ниже приводятся результаты этих вычислений (табл. 10).

Коэффициенты корреляции показывают, что для большинства месяцев года существует хорошая связь в ходе осадков обеих станций (порядка 0,90). Только в марте, мае и октябре коэффициенты корреляции малы (0,44, 0,63, 0,65 соответственно). Причем в мае приведение оказывается нецелесообразным, так как $r\ (a,b) < \frac{k}{2}\frac{\sigma\ (a)}{\sigma\ (b)}$ (табл. 10). В апреле, несмотря на то, что корреляционная зависимость рядов осадков обеих станций хорошая ($r = 0{,}91$), приведение нецелесообразно, так как $r(a,b) < \frac{k}{a}\frac{\sigma\ (a)}{\sigma\ (b)}$ (табл. 10). В целом за холодный и теплый периоды зависимость рядов осадков обеих станций выражается одинаковым коэффициентом корреляции, равным 0,79. Приведение осадков обоих периодов целесообразно (0,79>0,18 и 0,79>0,36).

Таким образом, невзирая на характер зависимости в отдельные месяцы, вполне возможно проводить приведение осадков по периодам, а затем распределить это количество осадков по месяцам в зависимости от распределения их на опорной станции по многолетним данным.

Нами приведение осадков производилось отдельно для каждого месяца, так как в отдельные месяцы зависимости гораздо лучше, чем в среднем за периоды. И приведение

Таблица 8

Месячное и годовое количество осадков на станции Аккем

Месяцы / Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период	Теплый период	Год
1958	10,5	9,8	15,5	22,9	39,3	197,7	112,4	115,7	79,5	26,4	7,1	19,9	62,8	593,9	656,7
1959	4,8	2,1	11,1	66,0	48,1	87,8	96,2	77,9	22,7	24,2	23,0	7,3	48,3	422,9	471,2
1960	14,5	10,9	5,6	22,1	49,3	99,7	115,6	114,4	47,4	38,5	15,4	25,6	72,0	487,0	559,0
1961	12,8	4,3	11,4	12,2	83,6	113,3	74,1	116,6	56,4	24,5	23,3	11,6	63,4	480,7	544,1
Средняя	11	7	11	31	55	125	100	106	51	28	17	16	62	496	558

Таблица 9

Месячное и годовое количество осадков на станции Нижняя Актру

Месяцы / Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период	Теплый период	Год
1958	17,3	17,5	51,5	33,8	54,0	196,3	127,2	87,5	101,0	34,5	19,9	18,6	124,8	634,3	759,1
1959	8,8	2,2	35,6	39,2	56,8	72,3	126,1	107,8	32,5	43,9	42,9	7,6	97,1	478,3	575,7
1960	52,4	26,9	35,0	13,1	43,1	116,7	61,7	102,4	40,1	40,0	29,8	55,7	199,8	417,1	616,9
1961	11,7	4,9	7,4	11,7	76,5	101,1	51,9	81,5	72,3	104,4	55,2	20,6	99,8	499,6	599,4
Средняя	23	13	32	24	58	122	92	95	62	56	37	26	130	508	638

Таблица 10

Критерии зависимости рядов осадков станций Нижняя Актру и Аккем

Критерии \ Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период	Теплый период
r	0,86	0,91	0,44	0,91	0,63	0,96	0,91	0,97	0,96	0,65	0,94	0,98	0,79	0,79
$\kappa = \frac{\overline{B}_n}{\overline{A}_n}$	2	2	3	1,29	0,98	0,97	0,92	0,89	1,21	1,93	2,35	1,62	2,2	1,0
$\sigma(a)$	3,78	3,85	3,60	20,8	17,2	43,2	16,35	16,40	20,4	5,80	6,6	7,3	8,35	61,7
$\sigma(в)$	17,4	11,65	15,9	13,2	6,7	45,8	34,9	10,1	27,4	26,8	1,2	18,0	51,8	81,6
$\frac{\kappa}{2}\frac{\sigma(a)}{\sigma(в)}$	0,22	0,33	0,34	1,03	1,29	0,47	0,30	0,72	0,48	0,22	0,70	0,32	0,18	0,36

Таблица 11

Среднее месячное количество осадков

Станции	Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период	Теплый период	Год
Аккем, Н. Актру	$\overline{B}_n$	23	13	32	24	58	122	92	95	62	56	37	26	130	508	638
	$\overline{B}_N$	12	12	34	24	57	91	96	84	60	60	39	21	118	472	590
	$\overline{A}_n$	11	7	11	31	55	125	100	106	51	28	17	16	62	496	558
	$\overline{A}_N$	6	6	12	31	62	94	104	94	50	30	17	13	55	466	521

по периодам исказило бы количество осадков в отдельные месяцы на 10—15 мм. Для осадков характерна устойчивость отношений. Поэтому приведение их осуществлялось по формуле: $\overline{B}'_N = k\overline{A}_N$ (6), где

$\overline{B}'_N$ — приведенное многолетнее количество осадков,

$\overline{A}_N$ — среднее месячное количество осадков за длинный ряд лет на опорной станции (Аккем),

$k = \frac{\overline{B}_n}{\overline{A}_n}$ — отношение среднего месячного количества осадков за короткий ряд лет на приводимой станции (Нижняя Актру) к опорной (Аккем).

За длинный ряд лет взят период с 1950 по 1962 годы (13 лет).

По формуле (6) производилось приведение осадков за январь, февраль, март, апрель, май, июнь, июль, август, сентябрь, октябрь, ноябрь и декабрь месяцы. В апреле, мае и октябре месяцах приведение осадков производилось по обобщенной формуле Вильда: $\overline{B}^1_n = \overline{B}_n + \frac{\sigma(b)}{\sigma(a)}(\overline{A}_N - \overline{A}_n)$ (7)

Целесообразность приведения по этой формуле не зависит от соотношения средних квадратичных ошибок. Приведение по ней целесообразно всегда, когда $r(a, в) > \frac{1}{2}$, т. е. как раз такие случаи, какие мы имеем в указанные месяцы.

В марте приведение осуществлялось по формуле:

$$\overline{B}'_N = \overline{B}_n + r(a,b)\frac{\sigma(b)}{\sigma(a)}(\overline{A}_N - \overline{A}_n) \qquad (8).$$

Приведение по этой формуле целесообразно всегда, когда коэффициент корреляции не равен нулю.

В табл. 11 приведены средние месячные суммы осадков за короткий и длинный ряды лет на обеих станциях.

Как видно из табл. 11, в феврале, марте, апреле, сентябре и ноябре суммы осадков за короткий и длинный ряды лет равны или отличаются очень мало на опорной станции Аккем. Ту же самую картину мы получили после приведения и на станции Нижняя Актру.

Вполне очевидно, что в тех случаях, когда на опорной станции расхождения в средних суммах осадков за короткий и длинный ряды лет незначительны или эти суммы равны, то на приводимой станции средние суммы осадков за короткий ряд лет можно считать устойчивыми и для длинного ряда.

Полученные путем приведения ряды температур и осадков на станции Нижняя Актру являются устойчивыми для послед-

них 15—20 лет, но их не следует считать устойчивыми в многолетнем разрезе (50—100 лет).

Для того, чтобы получить устойчивые средние многолетние температуры и осадки, необходимо брать за основной период более длинный ряд наблюдений (50—60 лет).

Вполне очевидно, что необходимо дальнейшее уточнение полученных результатов, что можно будет сделать с накоплением наблюдений и с выявлением возможностей двухстепенного приведения наблюдений ст. Нижняя Актру.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубенштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II. Ленинград, 1952.
2. Сапожников В. В. По Алтаю. Географгиз, 1949.
3. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Географгиз, 1949.
4. Тронов М. В. Вопросы горной гляциодогии. Географгиз, 1954.

В. А. БРОК

СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ЗА АБЛЯЦИОННЫЙ ПЕРИОД 1962 ГОДА В ПРЕДЕЛАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Анализ сборно-кинематических карт за абляционный период 1962 года позволил выделить четыре типа характерных синоптических процессов, обусловивших интенсивное таяние ледников Алтая в этом году.

Рассмотрим особенности отдельных типов процессов.

Циклональный тип (карта № 1). Этот тип синоптических процессов характеризуется тем, что значительная терри-

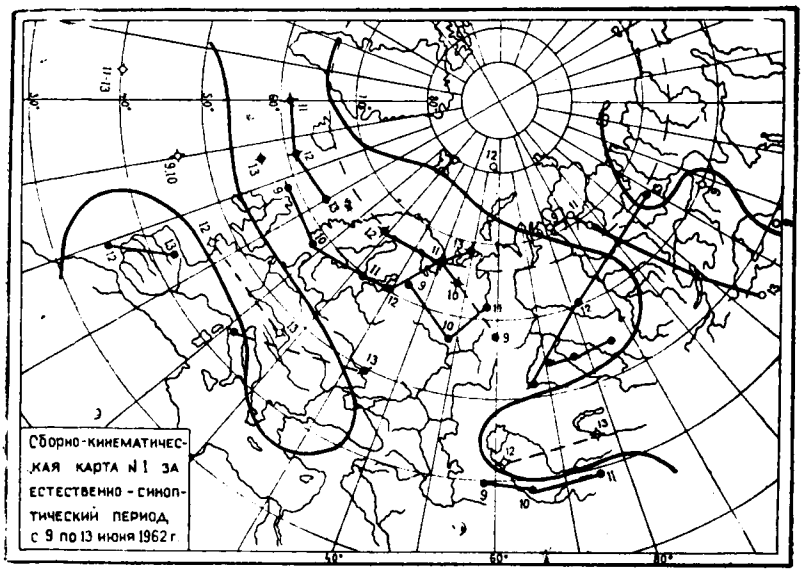


Рис. 1. Сборно-кинематическая карта № 1 за естественно-синоптический период с 9 по 13 июня 1962 г.

тория Евразии находится в области циклонической деятельности. Область пониженного давления составлена циклонами как исландского, так и южного происхождения.

Рассмотрим характерные особенности этого типа синоптических процессов на примере естественно-синоптического

периода 9—13/VI—1962 года. Поле пониженного давления занимает большую часть Западной Европы (исключая центральные и юго-восточные районы ее), а также европейскую территорию Союза (за исключением крайнего юго-запада) и большую часть Западной Сибири.

Серия исландских циклонов смещается из районов Исландского минимума в широтном направлении, отдельные циклоны серии за естественно-синоптический период проходят все стадии своего развития. Только в конце пути, заполняясь, циклоны резко меняют траекторию своего движения, приобретая меридиональную составляющую. Скорости перемещения циклонов значительны, достигают 1000—1200 км/сутки. В поле деятельности исландских циклонов находятся северные районы Западной Европы и ЕТС. Погодные условия на Пиренейском и Аппенинском полуостровах, в южных районах ЕТС и Западной Сибири, а также на Кавказе и в среднеазиатских республиках складываются под влиянием южных циклонов. Хорошо выражена траектория циклона, смещающегося от Акмолинска на северо-восток, в центральные районы Восточно-Сибирского плоскогорья. При этом скорость смещения циклона достигает 1400 км/сутки.

Центральные и юго-восточные районы Западной Европы, а также Малая Азия находятся под воздействием антициклонов азорского происхождения. Значительная часть Восточной Сибири подвержена влиянию полярных антициклонов. Полярный антициклон смещается по полярной оси с низовьев Оби на Байкал и дальше в районы Монголии, причем над центральными районами Восточно-Сибирского плоскогорья скорость движения антициклона достигает 2250 км/сутки.

Возможны случаи, когда южные циклоны смещаются одновременно по нескольким траекториям. При этом, например, 14—19/VI 1962 года юго-восточные районы ЕТС, большая часть Западной Сибири и Казахстана находятся под воздействием исключительно южных циклонов (черноморских, каспийских или аральских).

Возможны случаи (20—25/VI 1962 год), когда исландские циклоны перемещаются двумя сериями (по северной и средней траекториям). При этом север Западной Европы, большая часть ЕТС и Западной Сибири находятся под воздействием этих циклонов. В этом случае циклональная область занимает еще большую площадь (большая часть Восточной Сибири находится в области пониженного давления).

В ряде случаев значительного развития достигает восточная область повышенного давления, которая распространяется далеко на запад, захватывая или юго-западные районы Западной Сибири (7—12/IX 1962 год), или даже юго-восточные районы ЕТС (естественно-синоптические периоды 26—30/VI 1962, 29/V — 3/VI 1962 год). Во всех этих случаях хоро-

шо выражены траектории антициклонов, формирующих эту область. Антициклоны при этом перемещаются по районам Казахстана, по южным районам Западной и Восточной Сибири со скоростями, достигающими 1200—1400 км/сутки. В естественно-синоптический период 29/V—3/VI 1962 года азорский антициклон, смещаясь на восток с южной слагающей, прошел путь со среднего течения Волги до районов Акмолинска за одни сутки, т. е. скорость его перемещения в это время составляла 2000 км/сутки. Находясь в стадии разрушения, этот антициклон и определял в этот естественно-синоптический период погодные условия на Алтае.

Судя по траекториям движения, область высокого давления во все перечисленные естественно-синоптические периоды составлена антициклонами азорского происхождения. Есть случаи, когда азорские антициклоны перемещаются по широтным траекториям. Естественно, что во всех этих случаях сокращается область пониженного давления. Это последнее обстоятельство будет выражаться прежде всего в отсутствии хорошо выраженных траекторий южных циклонов (естественно — синоптические периоды 26—30/VI 1962 года, 7—12/IX 1962 года) или в резком изменении траекторий движения этих циклонов. Так, 13—18/IX 1962 года аральский циклон смещался почти меридионально на районы Северного Урала со скоростью, достигающей 1000 км/сутки.

Во все естественно-синоптические периоды, входящие в этот тип синоптических процессов, юго-восточные районы Западной Сибири, а также районы Алтая находились в области повышенного давления. Таким образом, погодные условия над Алтаем при этом типе синоптических процессов формировались под воздействием азорских антициклонов, что должно было привести к повышенному фону температур и интенсивной абляции ледников.

Циклонально-меридиональный тип. Для этого типа синоптических процессов характерна меридиональная ориентация областей высокого и низкого давления. Причем на всех картах естественно-синоптических периодов, относящихся к этому типу процессов, наиболее четко выражена меридиональная область пониженного давления с меридиональными траекториями перемещения циклонов. Циклоны преимущественно южного происхождения, но возможны также случаи, когда в формировании этой области принимают участие исландские циклоны. Характерное для этого типа развитие синоптических процессов представлено на сборно-кинетической карте периода с 20 по 23/VIII 1962 года (карта № 2). На этой карте имеет место чередование меридионально-ориентированных полос высокого и низкого давления. Основная циклоническая область занимает центральные районы материка Евразии (восточные районы ЕТС, западные районы За-

падной Сибири и Казахстана, среднеазиатские республики и север Восточной Сибири). Область пониженного давления сформирована в основном циклонами южного происхождения, хорошо выражены две траектории циклонов, ориентированные на северо-восток. Направлены они с районов Украины, причем одна идет на низовья Енисея, а другая — в западные районы Западной Сибири. Первый циклон по мере движения углубляется, и скорость его увеличивается до 1400 км/сутки, второй находится уже в стадии заполнения,

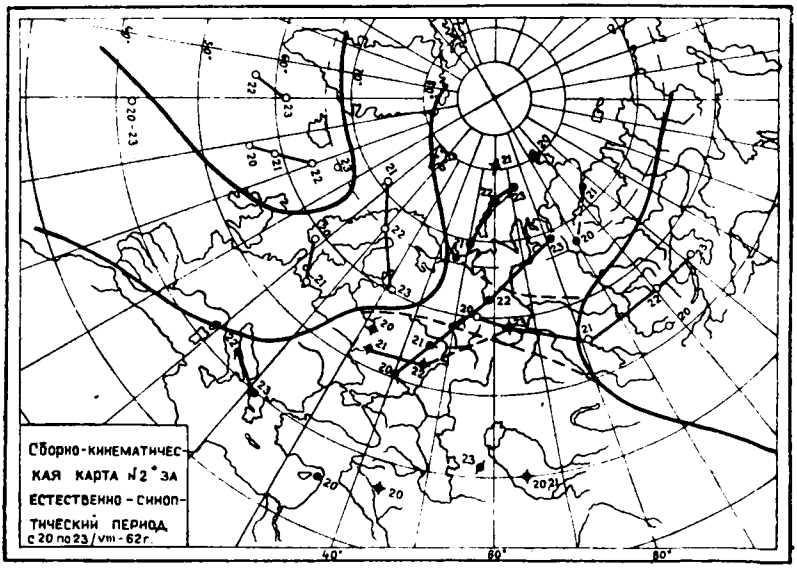


Рис. 2. Сборно-кинематическая карта № 2 за естественно-синоптический период с 20 по 23 августа 1962 г.

вместе с тем скорость его по мере движения возрастает от 800 км/сутки до 1400 км в сутки. Такое увеличение в скорости перемещения циклона, по-видимому, связано с регенерацией циклона за счет подтока свежего арктического воздуха, имеющего место при переваливании его через Уральский хребет.

Над районами Новой Земли вырисовывается меридиональная траектория исландского циклона. Он смещается с небольшими скоростями, не превышающими 700—800 км в сутки. Вторая область пониженного давления связана с исландским минимумом.

При этом типе синоптических процессов области повышенного давления сформированы в основном полярными антициклонами, смещающимися как по полярным, так и по широтным траекториям. В частности, на сборно-кинематической

карте 20—23 августа 1962 года меридиональная область повышенного давления представлена полярными антициклонами, смещающимися по полярным траекториям. Одна траектория направлена с Норвежского моря на север ЕТС, причем скорости перемещения в этом случае составляют 900—1000 км в сутки. Вторая траектория проходит несколько юго-западнее (по югу Скандинавского полуострова), и скорости перемещения антициклона несколько меньше (700 км в сутки).

Вторая антициклонная область занимает южные районы Западной и Восточной Сибири и Восточный Казахстан. Траектория полярного антициклона здесь близка к широтному направлению и проходит по 55° с. ш., скорость его перемещения по мере его развития изменяется от 1200 до 800 км в сутки. При этом типе синоптических процессов возможны случаи, когда полоса пониженного давления смещена либо к западу, либо к востоку. Соответственно будут смещаться и все другие барические поля.

При смещении к западу циклональная область занимает либо большую часть ЕТС (естественно-синоптический период с 19 по 24 сентября 1962 года), либо восточные районы Западной Европы (естественно-синоптический период 15—19 июля 1962 года). В первом случае циклоническая область составлена преимущественно циклонами исландского происхождения, смещающимися двумя сериями, одна из которых проходит по районам Гренландии и дальше по 80° с. ш., а другая, более южная, — по северу континента. В этом случае за счет общего смещения барических полей к западу над югом Западной Сибири и Восточным Казахстаном формируется область пониженного давления, составленная циклонами южного происхождения. Под влиянием этих циклонов и складываются погодные условия на Алтае в этот период.

В естественно-синоптический период 15—19 июля 1962 года большая часть ЕТС, Западной и Восточной Сибири находится в области повышенного давления. Прогрев при антициклональных условиях определяет повышенный температурный фон над районами Горного Алтая.

Хорошо развита восточная область повышенного давления в естественно-синоптические периоды 20—23 августа и 4—8 июня 1962 года. И в этих случаях погодные условия на Алтае формируются в антициклональных условиях. При резком смещении полей к востоку циклоническая область оказывается уже над районами Западной и Восточной Сибири. В период с 6 по 10 августа 1962 года хорошо выражены две траектории южных циклонов, смещающихся с юго-запада (с юго-западных районов Западной Сибири и Северного Казахстана) на северо-восток. Несмотря на то, что циклоны находятся в стадии заполнения, скорость их перемещения значительна (1300—1600 км в сутки). В период с 31 июля по 5 августа

хорошо выражена одна траектория южного циклона, направленная меридионально на север (в районы Средне-Сибирского плоскогорья). Скорости здесь несколько меньше, чем в первом случае, и составляют 900—1000 км в сутки.

И в томи в другом случае (при смещении полей к востоку), районы Горного Алтая оказываются в области циклонической деятельности, подвергаются влиянию южных циклонов. В этих случаях на крайнем западе появляется еще одна циклональная область, составленная циклонами исландского происхождения. Она может занимать северные и центральные районы Западной Европы или же северные районы Западной Европы и ЕТС. Исландские циклоны перемещаются по одной или двум траекториям в широтном направлении по северным районам Западной Европы и ЕТС со значительными скоростями. В отдельные дни скорость их движения превышает 1400 км в сутки. В этих случаях над центральными районами материка Евразии располагается меридионально ориентированная область высокого давления, составленная как полярными, так и азорскими антициклонами. Траектории их могут быть как широтными, так и меридиональными.

Широтный тип. Для этого типа процессов характерно широтное расположение барических полей с преимущественно широтными траекториями перемещения областей высокого и низкого давления. Во всех случаях, относящихся к этому типу, север континента находится в области циклонической деятельности, к югу от которой располагается широтная полоса повышенного давления.

Характерным примером, характеризующим данный тип синоптических процессов, может служить карта за естественно-синоптический период с 1 по 6 сентября 1962 года (карта №3). В эти дни северные районы Западной Европы, большая часть ЕТС и северные районы Западной и Восточной Сибири заняты широтно-ориентированной полосой пониженного давления. Циклональная область составлена преимущественно исландскими циклонами, серии которых отчетливо прослеживаются на сборно-кинематических картах 1—6 сентября 1962 года, 28—31 августа 1962 года, 11—14 августа 1962 года. Центральные районы ЕТС находятся под воздействием южных циклонов или исландских, смещающихся по средним траекториям. Скорость перемещения циклонов — порядка 700—900 км в сутки. В отдельные дни, особенно это относится к исландским циклонам, смещающимся по северным траекториям, скорости циклонов могут достигать 1300—1400 км в сутки.

В период с 11 по 14 августа 1962 года исландские циклоны, смещающиеся по средним траекториям, имеют скорости порядка 1600—1800 км в сутки.

К югу от этой области располагается широтно-ориентированная антициклональная область. Для этой области характерны хорошо выраженные с большими скоростями движения (1000—1200 км в сутки, а иногда и выше 2000 км в сутки) траектории полярных и азорских антициклонов. В частности, юг Западной Сибири, в том числе и Горный Алтай, находится под воздействием азорских антициклонов. В отдельные естественно-синоптические периоды траектории полярных антициклонов могут быть не выражены.

Северные моря (Норвежское, Баренцово с островами Исландия, Шпицберген, Земля Франца Иосифа) находятся в области повышенного давления. Эта область в отдельные

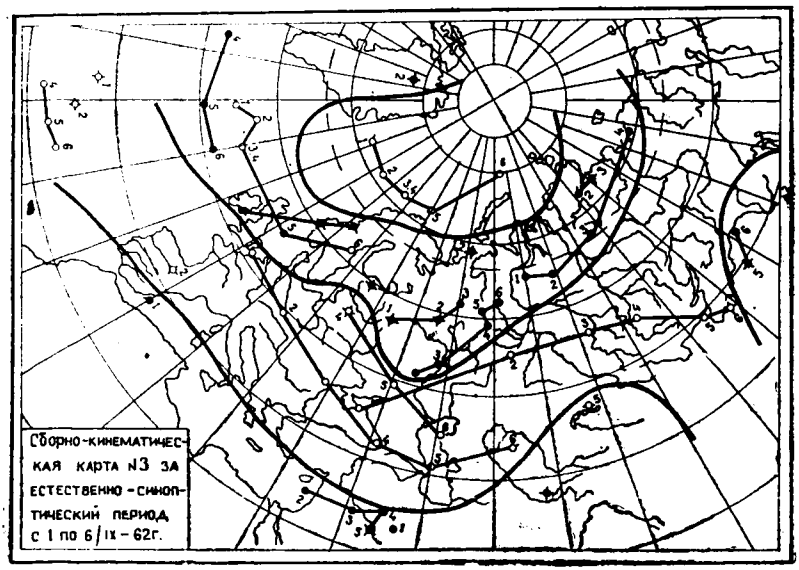


Рис. 3. Сборно-кинематическая карта № 3 за естественно-синоптический период с 1 по 6 сентября 1962 г.

естественно-синоптические периоды (период с 24 по 27 августа 1962 года) может смещаться к югу, захватывая северные районы Западной и Восточной Сибири.

Несколько особо стоит естественно-синоптический период с 25 по 30 июля 1962 года. На сборно-кинематической карте за этот период можно видеть, что все широтно-ориентированные поля обоих знаков смещены к югу. При этом северные районы Западной Европы, ЕТС, Западной и Восточной Сибири находятся в области повышенного давления. Кроме того, антициклонами заняты южные и часть центральных районов Западной Европы, юг ЕТС, большая часть Восточной Сибири и Дальнего Востока. Широтная полоса пониженного дав-

ления проходит по северу Франции, ГДР, ФРГ, центральным районам ЕТС и захватывает большую часть Западной Сибири. Эта область составлена исключительно исландскими циклонами, смещающимися по средним траекториям. Скорости циклонов незначительны, порядка 500—700 км в сутки. Острова Исландия, Гренландия, Шпицберген и др. находятся в области пониженного давления.

Характерно, что во все естественно-синоптические периоды, относящиеся к этому типу синоптических процессов, Горный Алтай оказывается в антициклональных условиях. В большинстве случаев азорские антициклоны над районами Западной Сибири имеют большие скорости перемещения (порядка 1500—2500 км в сутки).

Антициклональный тип. Этот тип синоптических процессов назван антициклональным, т. к. центральные районы материка Евразии находятся в области повышенного давления. Типичным для него является период с 15 до 19 августа 1962 года (карта № 4). При этом типе синоптических процессов юго-западные районы Западной Европы, большая часть Скандинавии и ЕТС (исключая южные и северо-восточные районы последней), юг Западной и Восточной Сибири находятся в антициклональной области. Для этого поля наиболее характерной является полярная траектория антициклона, направленная с Норвежского моря на север ЕТС. Скорость перемещения составляет большей частью 400—500 км в сутки, правда, с 16 на 17 августа антициклон шел со скоростью 1000 км в сутки. Возможны случаи (9—14 июля 1962 года), когда полярный антициклон с Норвежского моря проникает до южных районов Западной Сибири. Скорость его движения составляет зачастую 1000—1400 км в сутки. Иногда траектория полярного антициклона проходит значительно севернее — от острова Шпицбергена в низовья Оби, при этом скорость его движения не превышает 700 км в сутки. Остальная область повышенного давления формируется азорскими антициклонами. На сборно-кинематической карте периода с 15 по 19 августа хорошо выражена широтная траектория антициклона, направленная с центральных районов ЕТС вдоль 50° с. ш. на районы Горного Алтая, причем скорость движения этого антициклона возрастает с 700 до 2300 км в сутки. В естественно-синоптический период с 9 по 14 июня хорошо выражена траектория азорского антициклона, направленная с центральных районов Западной Европы на Черное море и дальше на Южный Урал. Скорость его изменяется от 500 до 1500 км в сутки. Остальная территория находится в поле циклонической деятельности. Наиболее характерным для области пониженного давления является слабое развитие траекторий южных циклонов, которые не проникают далеко на север. В тех случаях, когда южные цикло-

ны наблюдаются, они смещаются в широтном направлении над районами Черного и Каспийского морей или с Аральского моря вдоль 45° с. ш. на восток.

Несколько отличается от рассмотренного развития процессов период с 20 по 24 июля 1962 года, когда область повышенного давления отодвинута несколько к северу и представлена исключительно широтными траекториями как полярных, так и азорских антициклонов. При этом северные моря, включая Великобританию и Скандинавский полуостров, находятся в области пониженного давления, сформированной серией исландских циклонов.

Южные районы ЕТС, большая часть Западной Сибири (за исключением крайнего севера ее) и юго-западные районы Восточной Сибири заняты второй областью пониженного дав-

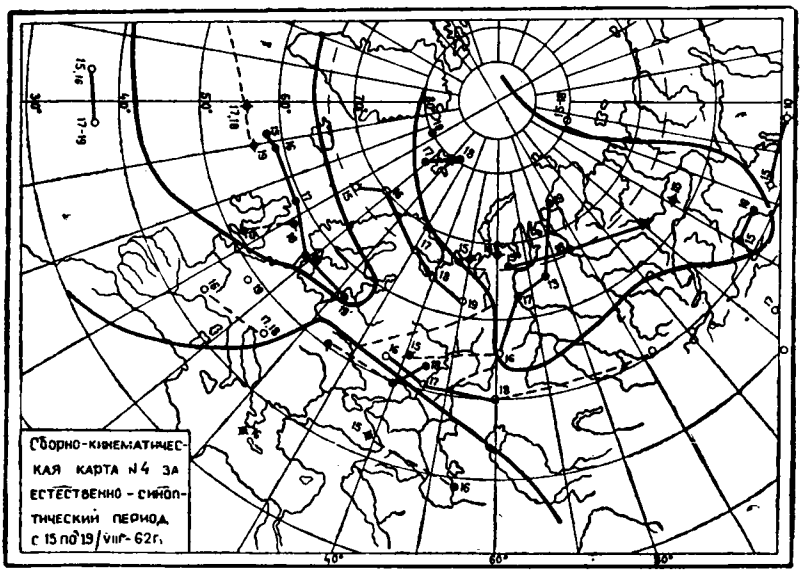


Рис. 4. Сборно-кинематическая карта № 4 за естественно-синоптический период с 15 по 19 августа 1962 г.

ления. Эта область сформирована из медленно смещающихся заполняющихся барических центров.

Представляет интерес траектория, направленная от Новосибирской области на восток, скорость движения здесь не превышает 200—300 км в сутки. Алтай в этот период лежит в области пониженного давления. В остальные естественно-синоптические периоды, относящиеся к этому типу, Алтай находится в антициклональных условиях.

Представляет интерес более детальный анализ развития синоптических процессов, который позволит объяснить уси-

ление абляции в отдельные дни и периоды. Этот анализ может быть осуществлен с помощью ежедневных синоптических карт и карт барической топографии. Рассмотрим особенности синоптических процессов и погодных условий за наиболее теплый месяц абляционного периода (июль).

Средняя месячная температура июля на станции Н. Актру, приведенная к 15-летнему периоду, составляет 9,9°. В 1962 году средняя июльская температура составляла 9,9°, таким образом, средняя месячная температура июля 1962 года находилась в пределах обычных средних месячных температур этого месяца. Резких колебаний в величине средних суточных температур в отдельные декады месяца не наблюдалось, средние суточные температуры колебались в пределах 10—11°. Только в отдельные дни средние суточные температуры поднимались выше 12° (5, 8, 17, 18, 29, 30).

Месяц характеризовался большими суточными амплитудами порядка 10—14°. В отдельные дни суточные амплитуды превышали 15°. Были дни и с уменьшенными суточными амплитудами, порядка 5—7°. В то же время на равнине суточные амплитуды имеют значительно меньшую величину. Большие суточные амплитуды на станции Н. Актру связаны со значительной высотой станции над уровнем моря (2150 м) и характером синоптических процессов, приводящих вместе с долинным положением станции к увеличению суточных амплитуд.

Максимальные температуры часто бывали порядка 18—19°, а в отдельные дни превышали 20°. Вместе с тем низкие минимумы в эти дни приводили к большим (наибольшим в этом месяце) суточным амплитудам температуры (17,0°, 15,5°, 17,1°). Последнее обстоятельство свидетельствует об антициклональном режиме ряда дней с повышенным температурным фондом, что и подтвердил анализ синоптических карт. В эти же дни отмечены наиболее низкие значения относительной влажности в 13 часов (39%, 46%, 40%). Последнее обстоятельство приводит к выводу, что фёны, характерные для долинных условий, наиболее вероятны именно при антициклональном типе погоды, когда нисходящие движения, характерные для этих барических систем, могут усиливать фёнообразное опускание воздуха вниз по склонам гор. Антициклональные погодные условия подтверждают и значительное число часов солнечного сияния, облачность (в эти дни она незначительна и представлена преимущественно облаками верхнего яруса Ac, Ci, Cu хорошей погоды). Осадки отсутствовали, особых явлений не отмечено. Ветры преобладали ССВ со скоростью 1—3 м/сек, или наблюдался штиль.

Вместе с тем имели место и периоды более пониженного температурного фона. Так, начало месяца характеризовалось средними суточными температурами ниже — 10°, кроме того,

во второй декаде месяца можно выделить период похолодания (11—15 июля), когда в отдельные дни среднесуточная температура опускалась ниже 5° (4,8° 11 июля, 2,8° 14 июля).

Среднемесячное количество осадков в июле 1962 г. очень незначительно превышало среднее их количество, подсчитанное за несколько лет. В июле 1962 года выпало 107,9 мм (приведенное среднемесячное их количество составляет 96 мм), значительно число дней с осадками (20). Циркуляционные условия сами по себе не способствовали увеличению осадков, но горные хребты приводили к вынужденному подъему воздушных масс с последующей конденсацией водяных паров, вместе с тем горы в ряде случаев обостряли фронты южных циклов, что также увеличивало количество выпадающих осадков.

Анализ ежедневных синоптических карт позволил в июле 1962 года выделить 5 естественно-синоптических периодов. Границы выделенных естественно-синоптических периодов хорошо согласуются с особенностями температурного режима месяца. Так, периоды пониженных температур входят в два естественно-синоптических периода.

Понижение температуры в период с 9-го по 14-е июля было связано с выносом свежего арктического воздуха по периферии мощного полярного антициклона, смещавшегося с Северного Урала в южные районы Западной Сибири. Меридиональность траектории вместе с большими скоростями (до 1200 км в сутки) движения антициклона привели к слабой трансформации МАВ. Вместе с тем расположенные к востоку заполняющиеся циклоны своей циркуляцией в средней тропосфере только усиливали вынос холодного арктического воздуха. Этот поток захватывал и районы Алтая и привел к значительному снижению среднесуточных температур, низким минимальным температурам, опустившимся к концу периода до 0°. Максимальная температура к концу периода (14 июля) составляла всего 6,3°, то есть была ниже среднемесячной температуры. Амплитуды температуры в этот период были незначительными (4,5° 11 июля и 6,1° 14 июля), что может быть легко объяснено циркуляционными условиями, приведшими к высокой относительной влажности (около 80%), малому числу часов солнечного сияния (сумма за сутки 14 июля составила всего 0,8), значительной облачности с преобладанием форм облаков нижнего яруса (Cu, Cb), резкому ухудшению видимости (до 2 км), наиболее интенсивным осадкам в отдельные дни этого периода (за два дня выпало больше трети месячного количества осадков 11 июля 23,2 мм, 14 июля 13,9 мм). Вообще все дни этого периода были с осадками. Осадки нередко сопровождались грозой, а 14 июля выпал даже снег. На этот же период приходится и два дня без солнца.

При анализе синоптической обстановки за июль 1962 г. было установлено следующее:

Юг Западной Сибири в течение всего месяца находился или в областях заполняющихся циклонов или стационирующих антициклонов.

На двух сборно-кинематических картах имели место меридиональные траектории антициклонов, направленные на районы Западной Сибири (9—14, 15—19). В период с 9 по 14 июля была хорошо выражена широтная траектория азорского антициклона, направленная через Черное море и низовья Волги на Южный Урал. В остальные естественно-синоптические периоды хорошо выражены широтные траектории полярных антициклонов, проходящих по северу континента (естественно-синоптические периоды 3—8, 20—24, 25—30).

Циклоническое поле во все периоды было сформулировано как исландскими, так и южными циклонами.

Траектории южных циклонов, преимущественно каспийские и аральские, хорошо выражены в первую половину месяца. В это же время исландские циклоны находились в стадии заполнения и имели небольшие скорости перемещения. При этом Западная Сибирь, в частности ее южные районы, не подвергалась воздействию циклонов арктического фронта. Хорошо выражена траектория исландского циклона, направленная с Новой Земли на район Забайкалья (9—14/VII).

В периоды 20—24/VII и 25—30/VII наблюдалась хорошо выраженная широтная циркуляция. Исландские циклоны перемещались сериями по северным морям со значительно бо́льшими скоростями, чем в первые периоды, скорости достигали 900—1200 км в сутки. Характерны и широтные траектории антициклонов, скорости их движения также значительны: 700—1000 км в сутки и даже 1300 км в сутки. Антициклоны преимущественно полярного происхождения, и только Западная Европа подвергалась воздействию азорских антициклонов.

Южная циклоническая область была сформирована циклонами или исландского происхождения, смещающимися по средним траекториям, или южными циклонами. Циклоны этой области и оказывали влияние на особенности погодных условий юга Западной Сибири. Горный Алтай в это время находился под воздействием заполняющихся центров пониженного давления южного происхождения.

Представляет интерес более глубокий анализ развития синоптических процессов в отдельные аномальные — по характеру синоптических процессов и по погодным условиям — естественно-синоптические периоды.

Период похолодания характеризовался прохождением по северу континента серии исландских циклонов с затоками свежего арктического воздуха в тылу отдельных циклонов

серии. 10 июля гребень ориентирован с северо-запада на юго-восток и направлен на юго-западные районы Западной Сибири. Большая часть Западной Сибири, в частности ее южные районы, в том числе и Алтай, находилась в области повышенного давления. Гребень за счет подтока арктического воздуха усиливался, 10 июля над югом Сибири в нем формируется самостоятельное ядро. Усиление антициклона наблюдалось 11 и 12 июля. Вместе с этим усилился и северный меридиональный поток, который обеспечил вынос свежего арктического воздуха на исследуемую территорию. Постепенно ядро над юго-западными районами Западной Сибири увеличилось и по занимаемой площади, и по мощности, образуя самостоятельный антициклонический центр. Внутренняя изобара этого антициклона 11 и 12 июля — 1020 мб, 13 июля наблюдалось смещение следующего циклона серии. Антициклон изолировался и оттеснялся в южные районы, постепенно ослабевая. Алтай все время находился на юго-восточной его периферии. За циклоном опять наблюдался вынос арктического воздуха в системе гребня, но ядро в этом гребне формировалось значительно севернее (над низовьями Волги), мощность его меньше (14 июля внутренняя изобара была 1015 мб). 14 и 15 июля Алтай находился в области повышенного давления, но 15 июля началась перестройка барического поля, и процессы изменили свою ориентировку, начался новый естественносиноптический период.

На высотных картах уже с 7 июля на юг Западной Сибири направлен меридиональный поток по восточной периферии гребня, ориентированного с Северного Кавказа на Новую Землю и низовья Оби. В это время над Восточно-Сибирским плоскогорьем — высокий циклон, оформленный тремя замкнутыми изогипсами, который только усиливал меридиональную циркуляцию. 8 июля процесс сохранился, только имело место общее усиление процесса, выразившееся в углублении циклона (внутренняя изогипса 7 июля была 292 гп дкм, а 8—286 гп дкм). 9 и 10 июля северо-западный поток направлен на южные районы Западной Сибири и Алтая. 11 июля на AT_{500} мб хорошо выражена высотная фронтальная зона с дельтой над районами Алтая. Изогипсы сгущены, скорости на AT_{500} мб над районами Алтая достигали 80—90 км/час. 12 и 13 июля над районами Алтая сохранился северо-западный или даже северный меридиональный поток с большими скоростями (до 80—90 км в час на AT_{500} мб).

К 14 июля циклон над Восточно-Сибирским плоскогорьем разрушился, антициклон занял уже большую часть Западной и Восточной Сибири, центр его над юго-западными районами Западной Сибири (к западу от Алтая).

Над Алтаем потоки на высоте постепенно ослабевали и становились чисто западными (скорость 30—40 км в час).

Эти потоки уже не могли привести к понижению температуры над районами Алтая. Таким образом, перестройка на широтную циркуляцию произошла и на высоте, то есть и здесь поля преобразовались, начался новый естественно-синоптический период.

Процессы этого периода захватывали всю нижнюю тропосферу, о чем можно судить по замкнутым очагам тепла и холода на ОТ $\frac{500}{1000}$ мб. С 11 по 14 июля замкнутая область тепла располагалась над Аральским морем и к югу от него. 11, 12 и 13 июля на ОТ $\frac{500}{1000}$ мб хорошо выражена замкнутая область холода, расположенная к северу от Алтая, то есть на Алтай все время ориентирован северо-западный поток с большими скоростями переноса. Область холода постепенно смещалась к югу.

14 июля над Восточно-Сибирским плоскогорьем уже замкнутая область тепла.

Представляют интерес процессы в последней естественно-синоптический период этого месяца. Центральная Европа, центральные и северные районы ЕТС, а также средние и южные районы Западной Сибири находились в области циклонической деятельности. Хорошо выражена траектория исландского циклона, смещавшегося по средней траектории в широтном направлении со скоростями 500—600 км в сутки. 27 июля имела место регенерация циклона за счет вхождения в его систему циклона южного происхождения. Циклон расширился по площади, занимая центральные и южные районы Западной Сибири, включая и Горный Алтай. За счет регенерации произошло его углубление (внутренняя изобара 27 июля — 995 мб), которое прослеживалось и в последующие дни (28 и 29 июля внутренняя изобара была 990 мб).

27, 28 и 29 июля Алтай располагался на восточной периферии этого циклона, центр которого находился над Тюменью и постепенно отходил к северу. На высотных картах 28 и 29 июля наблюдался интенсивный вынос тропического воздуха на районы Алтая и юг Западно-Сибирской низменности. Поток чисто меридиональный, изогипсы сгущены, что обеспечило большие скорости переноса — до 60—70 км в час на $ЛТ_{700}$ мб. Циклон представлял собой высокое барическое образование, прослеживался на всех высотах в виде замкнутого барического центра, а на ОТ $\frac{500}{1000}$ мб ему соответствовала замкнутая область холода. Поэтому циркуляция в системе этого циклона захватывала всю нижнюю тропосферу.

Таким образом, интенсивная абляция в июле 1962 года, по-видимому, объяснялась почти полным отсутствием воздействий со стороны Северного Ледовитого океана. Горный Алтай в этом месяце располагался или в квазистационар-

ных областях повышенного давления, или в заполняющихся центрах пониженного давления южного происхождения.

Из изложенного можно сделать следующие выводы:

1) Прохладная, летняя погода со значительной облачностью и осадками обычно связана с поступлением свежих порций арктического воздуха по восточной периферии полярного антициклона, центр которого находится над районами Западной Сибири.

2) Интенсивная абляция ледников наблюдается при широтном развитии синоптических процессов, когда центральные районы материка заняты областями повышенного давления, в южные районы, в частности Алтай, совершенно изолированы от циклонической деятельности на арктическом фронте.

Б. В. ФАЩЕВСКИЙ

О ВНУТРИГОДОВОЙ ЗАРЕГУЛИРОВАННОСТИ СТОКА РЕК ГОРНОГО АЛТАЯ

Важным показателем внутригодового распределения стока рек является зарегулированность их внутригодового режима. По различным районам Советского Союза имеется ряд работ, характеризующих зарегулированность стока рек, в частности работа Л. Д. Лаврентьевой [8] по рекам северного склона Залийского Алатау, Л. И. Шалатовой [14] по рекам Средней Азии, М. С. Торгомяна [11] по рекам Армении и ряд других. Большой интерес представляет статья А. И. Комлева [7], предложившего новую методику определения зарегулированности рек по времени добегания вод за определенный промежуток времени. Особо следует остановиться на работах Д. Л. Соколовского [9] и В. Г. Андреянова [2]. Впервые в 1946 году Д. Л. Соколовский [9] предложил в качестве показателя зарегулированности внутригодового режима стока коэффициент естественной зарегулированности «φ» или долю базисного стока в годовом, которая выражается нижней частью площади гидрографа (или кривой обеспеченности суточных расходов) до среднего годового расхода.

В. Г. Андреянов в качестве показателя внутригодовых колебаний стока рек предложил коэффициент внутригодовой неравномерности стока, т. е. величину дефицита стока до среднегодового расхода, выраженную в долях от объема стока данного года и равную дополнению до единицы коэффициента естественной зарегулированности «φ» (по Д. Л. Соколовскому).

В данной статье рассматриваются реки Горного Алтая (бассейн реки Оби), за исключением реки Алей, которая имеет несколько искаженный ход стока, благодаря наличию в ее бассейне водохозяйственных установок.

В качестве показателя зарегулированности внутригодового режима стока рек принят коэффициент естественной зарегулированности «φ», предложенный Д. Л. Соколовским [9]. Для определения коэффициентов естественной зарегулированности «φ» брались створы, по которым имеются данные о ежедневных расходах воды с рядами наблюдений 7 и более лет. В виде исключения были взяты данные о стоке по реке Актру за период с 1957 по 1962 годы. Короткие ряды, за исключением реки Актру, для сравнимости данных по различным

пунктам, затем приводились графическим способом к одному расчетному периоду (1936—1960 годы). Восстановление производилось как по ежедневным расходам за отдельные промежутки времени, так и по самим значениям коэффициентов естественной зарегулированности. Затем, зная коэффициенты вариации параметра φ Cv_φ, мы подсчитали средние квадратичные ошибки определения среднего многолетнего значения коэффициента естественной зарегулированности по имеющимся коротким рядам наблюдений. Среднее значение средней квадратичной ошибки, по нашим расчетам, составило $\pm 4\%$, но максимальная ошибка на основании правила «трех сигм» может быть в 2,5—3 раза больше средней. Так как короткие ряды восстанавливались по более длительным рядам наблюдений, эти ошибки должны быть снижены. Средние многолетние значения коэффициента естественной зарегулированности, для рек Горного Алтая получились равными в пределах от 0,31 до 0,63, то есть в несколько бо́льших пределах, чем это дает Д. Л. Соколовский [10]. Коэффициент естественной зарегулированности, как и другие гидрологические характеристики (норма годового стока, коэф. вариации годового стока и др.), подчиняется вертикальной зональности. Исходя из этого, нами была построена зависимость коэффициента естественной зарегулированности от средней высоты водосбора «$H_{ср}$» (рис. 1).

Анализируя эту связь, можно придти к выводу, что наибольшей зарегулированностью обладают реки в средней зоне высот примерно от 900 до 2200 метров; затем величина коэффициента естественной зарегулированности начинает уменьшаться как вверх, так и вниз. Некоторый разброс точек от средней линии связи свидетельствует о различиях в условиях формирования стока, обусловленных различиями геологического строения водосборов, орографических условий, наличия озер, ледников и снежников и т. п. Так, например, по данным А. М. Комлева [6], на реках Горного Алтая «... преобладает подземное стекание основной части атмосферных осадков, о чем свидетельствует параболообразная форма спада основного пика». Из анализа построенных нами гидрографов видно, что параболообразная форма спада наблюдается на многих реках Горного Алтая. Для бассейна р. Сема А. М. Комлев [6] установил, что подземный сток составляет 85% от объема годового стока. Г. П. Калинин и Г. С. Абальян [5] для р. Чу получили долю подземного питания, равную 70% от объема годового стока. В. Л. Шульц [15] отмечает, что «роль подземного питания в пределах горной области чрезвычайно велика» и составляет для рек Средней Азии свыше 30%. Исходя из вышесказанного, можно предположить, что значительная величина подземного питания оказывает большое влияние на внутригодовую зарегулированность стока рек.

Так, по данным Бейром С. Г., Лепезина П. А., [4] «в бассейне реки Урсул, где порфириты, фельзиты и другие породы среднего и верхнего девона интенсивно раздроблены серией тектонических нарушений, распространены обильные трещинные воды, питающие многочисленные источники. В верховьях мелких притоков р. Урсул, в поле распространения эффузивных пород, на участке, где они секутся мощным дизъюнктивом, фиксируются выходы подземных вод, дебит которых до-

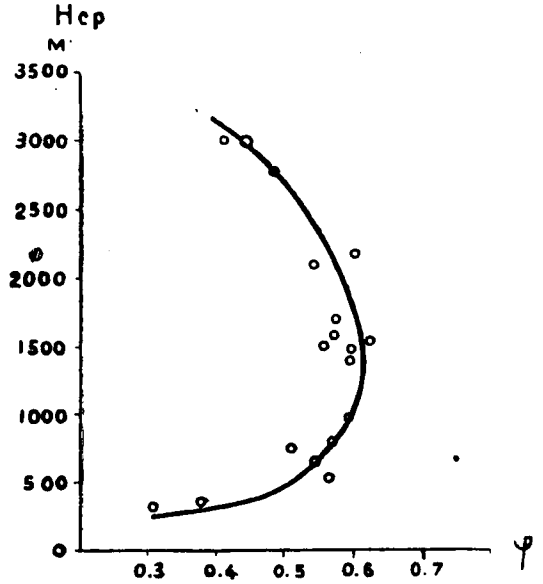


Рис. 1. График зависимости $\varphi = f(H_{ср})$.

стигает 3—6 л/сек». Отсюда становится понятным высокая величина коэффициента естественной зарегулированности ($\varphi = 0{,}63$) для р. Урсул у с. Онгудай.

Для реки Чуи у с. Белый Бом величина коэффициента естественной зарегулированности также достаточно высока — $\varphi = 0{,}60$. Кроме значительной площади оледенения — 173 км², по данным М. В. Тронова [13], по исследованиям Я. К. Башлакова [3], в бассейне р. Чуи имеется около 67 км² снежников (по данным на июнь месяц), которые дают до 23% стока от годового. При этом Я. К. Башлаков отмечает, что вода,

попавшая в водоносные горизонты (от таяния снежников в июне — июле), доходит до р. Чуи постепенно. Таким образом, летний сток становится повышенным, что сказывается на величине коэффициента естественной зарегулированности.

В питании рек рассматриваемой территории с низко расположенными водосборами основную роль играют сезонные снега; из-за незначительной разности высот таянием охватывается большая часть бассейна, и сход снежного покрова происходит довольно быстро, в течение 1,5—2,5 месяцев, в остальное время года на реках наблюдается довольно низкая межень, изредка прерываемая дождевыми паводками. По мере роста высот внутригодовая зарегулированность возрастает. В средней зоне высот в питании рек принимают участие как сезонные снега, так и ледники, снежники и дождевые осадки. Внутригодовая зарегулированность поэтому оказывается наивысшей. На высокогорных реках, со средними высотами водосборов свыше 2200 метров, почти весь сток, получаемый в основном от таяния ледников и снежников в условиях вечномерзлых грунтов, проходит примерно за 5—6 месяцев (с мая по октябрь). В остальное время года наблюдается очень низкий меженний сток, а в некоторые годы в зимний период стока совсем не наблюдается — реки перемерзают.

С. Г. Бейром, П. А. Лепезин [4] указывают, что в зоне вечной мерзлоты, расположенной в высокогорных частях Алтая, надмерзлотные грунтовые воды, приуроченные к осыпям и верхней трещиноватой зоне пород, имеют сезонный характер. Источники, связанные с дренажем надмерзлотных вод, в зимний период исчезают. Коэффициент естественной зарегулированности в этом случае оказывается небольшим.

Необходимо отметить, что коэффициент вариации годового стока ни в коей мере не отражает внутригодовую зарегулированность стока рек. Так, например, коэффициент вариации годового стока р. Урсул у с. Онгудай $Cvq = 0{,}32$, а коэффициент естественной зарегулированности $\varphi = 0{,}63$, для р. Песчаной у с. Точильного $Cvq = 0{,}31$, а коэффициент естественной зарегулированности $\varphi = 0{,}58$ и т. д.

Таким образом, можно предположить, что большое влияние на величину параметра «φ» оказывает сезонное грунтовое питание, формирующееся в сильно трещиноватых породах. Особенно хорошо это проявляется на примере р. Урсул. При этом основное грунтовое питание в данном случае имеет второстепенное значение.

Для характеристики изменчивости коэффициентов естественной зарегулированности были подсчитаны коэффициенты вариации этого параметра (φ). Для 18 створов значения $Cv\varphi$ колеблются в пределах от 0,04 до 0,23, т. е. меньше значений коэффициента вариации годового стока.

Как указывает М. С. Торгомян [11], коэффициент естественной зарегулированности одновременно является коэффициентом использования незарегулированного стока реки гидроэлектростанцией при ее расчетном расходе, равном среднему бытовому. С целью увязки показателей, соответствующих полному стоку, с показателями стока, ограниченными коэффициентом использования стока при среднем бытовом расходе, нами была установлена зависимость коэффициента вариации параметра φ от коэффициента вариации годового стока Cvq (рис. 2). Связь оказалась довольно тесной, за исключением р. Солтонки. К этой связи была подобрана аналитическая зависимость вида: $Cv\varphi = 0{,}5 : Cvq - 0{,}02$ (1), которая может быть рекомендована для предварительных расчетов $Cv\varphi$ в зависимости от Cvq, так как значения Cvq во многих случаях у нас имеются.

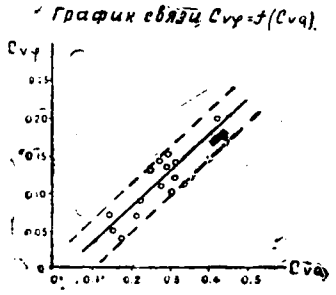


Рис. 2. График связи $Cv\varphi = f(Cvq)$

Проверочные расчеты по уравнению (1) показали, что средняя ошибка отклонения от фактических значений составила ±10%. Необходимо отметить, что как и всякая другая зависимость такого рода, она имеет пределы применения $Cvq = 0{,}05—0{,}45$.

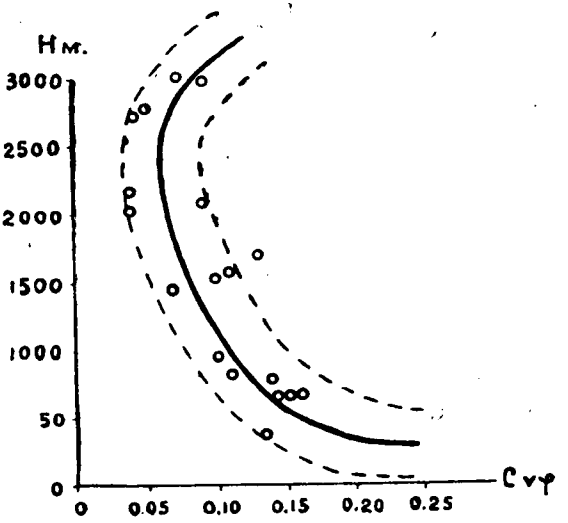


Рис. 3. График зависимости $Cv\varphi = f(H_{ср.})$.

Была сделана попытка получить зависимость коэффициентов естественной зарегулированности от водности года, выраженной через модульные коэффициенты среднегодовых значений расходов $\varphi = f(K)$. Для некоторых рек такие зависимости имеют тенденцию к тому, что коэффициент естественной зарегулированности уменьшается с увеличением водности года (например, р. Чулышман), но в основном для большинства рек таких зависимостей не выявлено. Так как связь $C_v\varphi$ f (C_vq) оказалась довольно тесной, была сделана попытка найти зависимость $C_v\varphi = f(H_{ср})$ (рис. 3). Оказалось, что в средней зоне высот $C_v\varphi$ имеет наименьшее значение и затем имеет тенденцию к увеличению по мере роста и убывания высот. Получить зависимость коэффициента естественной зарегулированности от площади водосбора не удалось, так как в исследуемом районе преобладающей является вертикальная зональность.

Выводы

1. Таким образом, коэффициент естественной зарегулированности φ, несмотря на некоторые существенные различия в условиях формирования стока рассматриваемых рек, подчинен вертикальной зональности, т. е. связан с изменением с высотой климатических факторов и факторов подстилающей поверхности.

2. Выявлена асинхронность зарегулированности внутригодового режима стока, т. е. в средней зоне высот зарегулированность наивысшая, а в высокогорной и нижней зонах она уменьшается.

3. Для некоторых водосборов с сильно трещиноватыми породами большое влияние на величину параметра φ оказывает сезонное грунтовое питание.

4. Коэффициенты вариации параметра φ оказались намного меньше коэффициентов вариации годового стока и находятся в пределах $C_v\varphi = 0{,}04—0{,}23$.

5. Получена эмпирическая зависимость $C_v\varphi = f(C_vq)$, которая рекомендуется для предварительных расчетов.

6. Рассчитанные величины параметра φ за многолетний период для 18 створов рек Горного Алтая могут быть использованы для построения кривых продолжительности суточных расходов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алюшинская Н. М. Вертикальная зональность в распределении стока на территории Алтая. Ученые записки ЛГУ, серия геогр. наук, вып. 10, № 199, 1955.

2. Андреянов В. Г. Методика расчета внутригодового распределения стока с учетом водности года. Тр. ГГИ, вып. 38 (92), 1953.

3. Башлаков Я. К. Участие снежников в формировании стока рек ледникового Алтая. Ученые записки Бийского ГПИ, серия естественно-географ. и физико-математическая, вып. 3, 1958.

4. Бейром С. Г., Лепезин П. А. О подземных водах Алтая. Тр. транспортно-энергетического ин-та, вып. 13, Новосибирск, 1961.
5. Калинин Г. П., Абальян Г. С. Об определении подземного питания рек. Метеорология и гидрология № 5, 1957.
6. Комлев А. М. К вопросу о формировании стока в бассейне р. Катунь. Труды транспортно-энергетического ин-та, вып. 13, Новосибирск, 1961.
7. Комлев А. М. Метод количественной оценки естественной зарегулированности речного стока. Известия Сиб. отд. АН СССР № 8, 1962.
8. Лаврентьева А. Д. Показатели внутригодовой незарегулированности водноэнергетических ресурсов. Известия АН Каз.ССР, сер. энерг., вып. 2 (14), Алма-Ата, 1959.
9. Соколовский Д. Л. Гидрологические и водохозяйственные расчеты при проектировании малых ГЭС. Труды НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 36, 1946.
10. Соколовский Д. Л. Речной сток., Л., 1959.
11. Торгомян М. С. Характеристика водных ресурсов горных рек с точки зрения их энергетического использования. Извест. АН Армянской ССР, т. VIII, № 2, Ереван, 1955.
12. Тронов М. В. О ледниковом питании рек Алтая. Ученые записки Томского университета, № 10, 1948.
13. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Географиздат, Москва, 1949.
14. Шалатова Л. И. Некоторые данные о естественной зарегулированности стока рек Средней Азии. Научные труды Ташкентского университета, вып. 193, Ташкент, 1962.
15. Шульц В. Л. Гидрография Средней Азии. Ташкент, 1958.

ГЛЯЦИОЛОГИЯ АЛТАЯ

Томск, Изд. ТГУ., 1965 г. 292.

Редактор издательства **Л. Г. Мордовина**
Технический редактор **А. С. Бобренок**
Корректор **Т. И. Крошко**

КЗ01608. Сдано в набор 25/XI-64 г. Подписано к печати 19/VI-65 г. Формат 60×92¹/₁₆; печ. л. 18,25; уч.-изд. л. 18 + 1 вклейка. Заказ 7138. Тираж 700 экз. Цена в переплете № 5 1 руб. 42 коп.

Томск, Издательство ТГУ, проспект Ленина, 34.
Областная типография № 1 Управления по печати, ул. Советская, 47.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
114	14-я снизу заголовок табл.	кадров	каров
125	10-я снизу	Рис. 5	Рис. 3
206	2-я сверху	Н. Актру	М. Актру

1 руб. 42 коп.

856581
Томский государственный университет
Научная библиотека 00153080