

ГЛЯЦИОЛОГИЯ СИБИРИ



ГЛЯЦИОЛОГИЯ СИБИРИ

Выпуск 1 (16)

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ТОМСК — 1981

Гляциология Сибири: Сборник статей под ред. В. С. Ревякина. Вып. 1 (16) — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1981 —

Данный сборник является продолжением серии выпусков «Гляциология Алтая», что отражено в его двойной нумерации

В сборнике публикуются материалы исследований различных учреждений по важнейшей тематике Минвуза РСФСР, включающей и международные геофизические проекты.

В статьях сборника отражены результаты полевых исследований с использованием дистанционных методов измерения снега и льда, обобщения научно-практического плана и данные по истории климата и гляциологии в Сибири.

По своему содержанию сборник предназначен для широкого круга читателей, интересующихся вопросами освоения снежно-водно-ледовых ресурсов.

Редактор — профессор В. С. Ревякин

20905
177(012) —81

В. С. РЕВЯКИН, Г. С. САМОЙЛОВА

ИНЖЕНЕРНО-ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В составе Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (АСЛРМ) предусмотрена карта инженерно-гляциологического районирования, призванная отразить сложность нивально-гляциальной обстановки с позиции хозяйственной деятельности человека. Опыт разработки такой карты для Алтае-Саянской области показывает, что инженерно-гляциологическая оценка и районирование сопряжены, с одной стороны, с недостатком информации, с другой — необходимостью выбора оптимального сочетания наиболее главных элементов нивально-гляциального комплекса, способных отразить суть и значение снега и льда в хозяйственной практике региона. Однако даже при успешном решении этих задач встает вопрос об интерполяции полученных оценок, которую можно выполнить в настоящее время для слабо изученных территорий только на ландшафтно-индикационной основе.

Прежде всего следует подчеркнуть, что любое отраслевое (частное) районирование должно в значительной степени базироваться на комплексном физико-географическом. Не является исключением и инженерно-гляциологическое. При этом вся процедура его выполнения делится на две части: собственно гляциологическое по ведущим факторам существования природных льдов и инженерная оценка их сочетания. Анализируя схемы разделения Алтае-Саянской области по основным закономерностям тектонического строения, климата и растительности, почвенного покрова и других компонентов, можно видеть, что в отраслевых схемах выделяются в различных рангах одни и те же участки. Авторы большинства схем отмечают наличие естественных границ, отражающих изменение условий климата, тектоники, рельефа, и используют в качестве наиболее определенных рубежей линии главных орографических элементов. Система таксонов районирования в АСЛРМ, определенная в [4], включает: область — подобласть — округ — район.

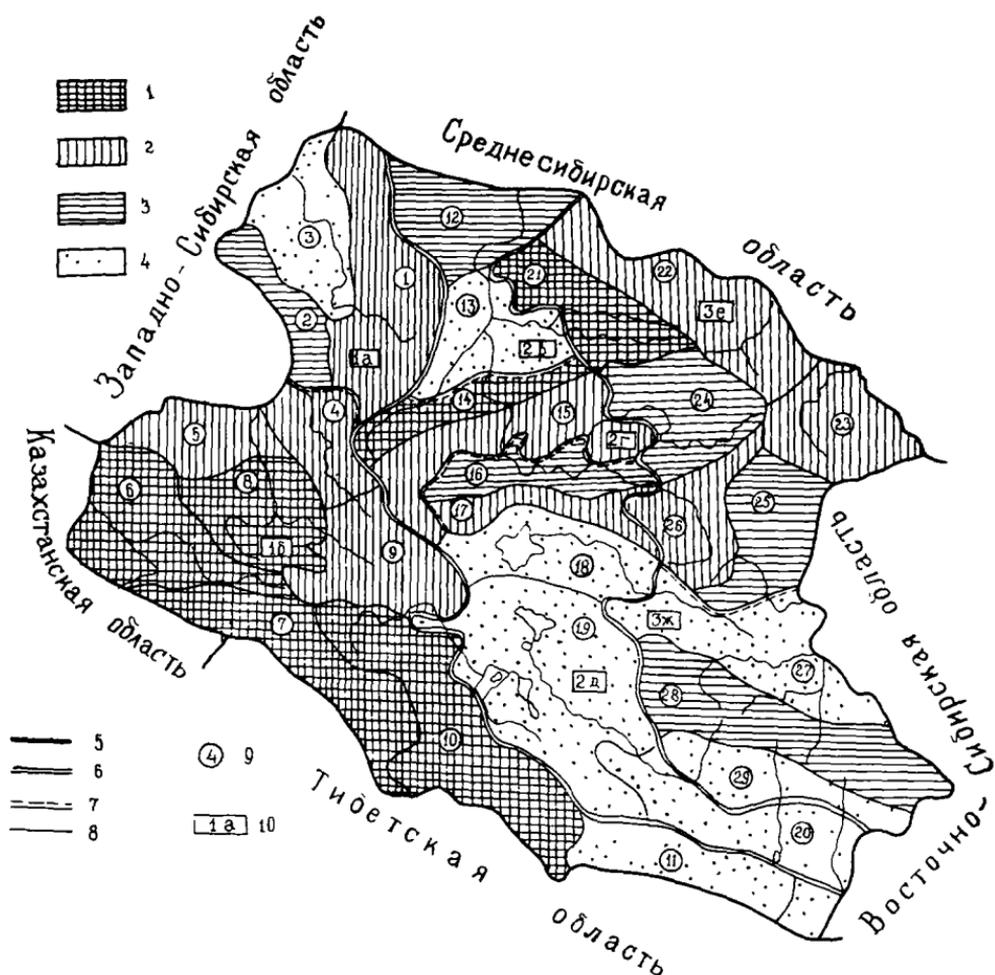


Рис 1 Инженерно-гляциологическое районирование Алтае-Саянской горной области

Климатический пояс -- умеренный Климатическая область -- Горного Алтая и Саян. Тип нивально-гляциального комплекса -- внутриконтинентальный горный

Подобласти: 1 -- Алтайско-Кузнецкая; 2 -- Минусинско-Монгольская; 3 -- Саянско-Хангайская

Округа 1a -- Кузнецкий умеренно континентальный; 1б -- Алтайский умеренно и контрастно континентальный, 2a -- Чулымско-Минусинский континентальный, 2б -- Западно-Саянско-Ташуольский контрастно континентальный, 2в -- Монгольский исключительно континентальный; 3a -- Восточно-Саянский контрастно континентальный, 3б -- Хангайский исключительно континентальный

Районы. 1 -- Кузнецкий низкогорный резкорасчлененный исключительно многоснежный; 2 -- Салаирский увалистый многоснежный, 3 -- Кузнецкий котловинный малоснежный; 4 -- Прителецкий среднегорный сильно расчлененный, исключительно многоснежный; 5 -- Алуийский среднегорный сильно расчлененный, умеренно снежный; 6 -- Ульбинский сред-

Первая ступень — область, по своему смыслу отражает наиболее общие условия развития нивально-гляциальных явлений и процессов. К их числу относятся: внутриконтинентальное положение в умеренных широтах Земли, господство зонального переноса воздушных масс, четкое орографическое обособление. В таком понимании Алтае-Саянская гляциологическая область в схеме районирования Земли [4] будет граничить (рис. 1) с районами из Атлантико-континентальной горной и Атлантико-континентальной среднеазиатской горной областей. Границы Алтае-Саянской области (АСо), обусловленные тектоническими процессами, проходят по подножию горных сооружений, сообразуясь с линиями тектонических разломов или постепенных перегибов. В состав АСо включены участки подгорных равнин и межгорных котловин (Минусинская, Кузнецкая, Котловина Больших озер и др.), климат которых неразрывно связан с динамикой атмосферных процессов, генерируемых в приземном слое, поднимающихся над ними хребтов. В отдельных случаях (юго-восток Прихубсугуля, Казахский мелкосопочник) границы в известной мере условны и проведены, исходя из существующих представлений о том, что климат гор начинается с относительных высот в 350—400 м. Эти границы в обобщенном виде отражены на схеме в [5].

не- и низкогорный, сильнорасчлененный, исключительно многоснежный; 7 — Маркокольский высокогорный резкорасчлененный, контрастно снежный, ледниковый, 8 — Катунский высокогорный, резкорасчлененный контрастно снежный, ледниковый, 9 — Чуйский высокогорный, сильнорасчлененный, контрастно снежный, ледниковый; 10 — Монгола Алтайский высокогорный исключительно контрастно снежный, ледниковый, 11 — Гобиалтайский высокогорный, резкорасчлененный, исключительно малоснежный; 12 — Чулымский всхолмленный малоснежный; 13 — Минусинский котловинный исключительно малоснежный; 14 — Западносаянский среднегорный сильнорасчлененный, исключительно многоснежный; 15 — Куртушибинский среднегорный сильнорасчлененный, контрастно снежный; 16 — Тувинский котловинный, исключительно малоснежный, наледный; 17 — Тануольский среднегорный умеренно расчлененный, контрастно снежный, наледный; 18 — Убсунурский котловинный исключительно малоснежный; 19 — Хиргиснурский исключительно малоснежный; 20 — Юсунбулакский исключительно малоснежный; 21 — Казырский среднегорный сильнорасчлененный, исключительно многоснежный; 22 — Манский высоко- и среднегорный сильнорасчлененный, контрастно снежный, наледный; 23 — Кытотский высоко- и среднегорный, сильнорасчлененный; контрастно снежный, наледный; 24 — Тоджинский котловинный, умеренно снежный, наледный; 25 — Шишхидгольский среднегорный, умеренно снежный, наледный; 26 — Сангиленский среднегорный умеренно расчлененный, исключительно малоснежный, наледный; 27 — Идэрский платообразный, исключительно малоснежный, наледный; 28 — Хангайский высокогорный, резкорасчлененный, исключительно малоснежный; 29 — Хонгорский платообразный исключительно малоснежный

Условные знаки: 1—4 — категории сложности территории; 5—8 — границы областей, подобластей, округов и районов соответственно; 8—9 — номера районов и округов соответственно

Дальнейшая дифференциация на подобласти (провинции по [5]), выполнена, сообразуясь с тектоническим планом строения, который обуславливает не только положение отдельных участков относительно ведущего потока влаги атмосферы, но и ориентацию основных хребтов, характер и расчленение склонов и их морфологию. Тектоника предопределила обособление трех, близких к меридиональному простиранию частей — Алтайское поднятие, Хакасско-Монгольский прогиб и Восточносаянско-Хангайское поднятие. Они соответствуют трем подобластям: западной (Алтайская), центральной (Минусинско-Монгольская) и восточной (Саянско-Хангайская). В состав второй подобласти включены хребты Западного Саяна и Танну-Ола, разделяющие на части названный прогиб.

Части подобластей — **округа**, отличаются друг от друга спектром высотной ландшафтной и нивально-гляциальной поясности. Соотношение тепла и влаги как условие существования нивально-гляциальных образований можно отразить через комплексный показатель зимней континентальности климата, представляющий отношение сумм средних месячных отрицательных температур к суммам твердых осадков. На основе величин названного индекса и характера нивально-гляциальной поясности обособлено семь округов, отличающихся процессами снегонакопления и льдообразования. Самостоятельность округов подчеркивается, кроме того, колебаниями снежности и повторяемостью зим разной снежности и термической суровости.

В пределах округов условия снегонакопления, развития снежной толщи и режим оледенения, по данным полевых исследований, оказываются существенно различными в зависимости от положения относительно ороклиматических барьеров разного порядка, использованных нами для выделения **районов**. Все районы по отношению к путям поступления влаги и названным барьерам делятся на две группы — наветренные и подветренные. В зависимости от высоты и ориентации ороклиматических барьеров значение их в обособлении районов различно и сказывается на изменении путей перемещения влагоносных воздушных масс, уменьшении тепла с высотой и образовании застоя холодного воздуха в отрицательных формах рельефа с последующим дополнительным охлаждением.

Суть влияния ороклиматических барьеров сводится к тому, что в условиях зонального переноса влаги, деформированного в холодную часть года барическим максимумом, ориентация основных орографических линейментов становится решающей в смысле четкости границ. В случае меридиональной или субмеридиональной ориентации главных водоразделов роль солярной экспозиции как бы затушевывается и раз-

личия в нивально-гляциологических условиях склонов хребтов, впрочем, как и в других компонентах ландшафта, определяются распределением влаги. Ветровой перенос снега через водоразделы способствует расширению зоны повышенной снежности и тем самым смещению границ гляциологических районов к востоку от линий водоразделов. Яркий пример этого процесса — Кузнецкий Алатау, где зона темнохвойных лесов прослеживается на подветренной стороне хребта, но лишь в его верхней части. При широтном направлении хребтов адвективная экспозиция теряет ведущее значение, которое переходит к радиационным условиям. В этом случае границы приобретают четкую приуроченность к линии водоразделов. Различие районов в зависимости от положения относительно ветровых барьеров выражается, прежде всего, в толщине снежного покрова, при этом региональные особенности гидротермического режима оказываются записанными в стратиграфии снежной толщи — факт, отмеченный давно [7]. В целях районирования толщина снежного покрова ранжирована по опыту [2] так: менее — 30—50—70—100 см — более.

Сопоставление сетки гляциологического районирования с комплексным физико-географическим и отраслевыми (покомпонентными) схемами показывает некоторые отличия, вполне, впрочем, объяснимые при внимательном анализе фактических данных о нивально-гляциальных процессах в АСо.

Деление территории АСо на районы не является последней ступенью оценки неоднородности нивально-гляциальной системы в инженерных целях. Большая ландшафтнообразующая роль снега и льда самым непосредственным образом имеет отражение во внешнем облике горных ландшафтов, и потому логично предположить, что большая контрастность увлажнения и характерные черты термического режима в пределах высотных поясов, сочетаясь, должны способствовать возникновению однотипных нивально-гляциальных условий. Иначе говоря, каждому типу ландшафтов присущ определенный набор снежно-ледовых процессов. Это позволяет использовать результаты ландшафтных исследований в целях инженерно-гляциологической оценки территории.

Горные комплексы, как показывают исследования [6], в пределах АСо представлены несколькими типами ландшафтов от ледниковых до пустынных.

Следствием тектонического развития АСо является ее ярко выраженная ярусность рельефа, в соответствии с которой здесь имеется четыре подкласса ландшафтов — низко-, средне-, высокогорные и межгорно-котловинные, расположенные на разных уровнях и находящиеся в различном соотношении с окружающими хребтами. Каждый вид ланд-

шафта представляет совокупность индивидуальных ландшафтов, обладающих генетической общностью и однотипной структурой, а значит, и единой направленностью и интенсивностью нивально-гляциальных процессов.

Для инженерных целей мы использовали балльную оценку выделенных в качестве главных нивально-гляциальных явлений и процессов. Ранжирование оценок каждого из них выполнено, исходя из имеющихся проработок и фактических данных о природных льдах области. В масштабе карты для АСЛРМ (1 : 10 млн.) (рис. 2) не представляется возмож-

| | |
|--|--|
| Рис. 1 | Названия подоб- ластей, округов, районов |
| Таблица 1 | Таблица 2 |
| Профили гляциологических высотных поясов | |

Рис. 2. Макет страницы «Инженерно-гляциологическое районирование»

ным показать все виды ландшафтов, и потому для каждого района был введен средневзвешенный по площади балл сложности, который в свою очередь давал основание разделить все районы на четыре категории сложности. Таким образом, инженерная оценка территории включает две части. В начале каждый вид ландшафта «получает» суммарную балльную оценку по основным девяти критериям (табл.1) и в соответствии с принятыми рангами относится к одной из четырех категорий сложности. Затем в пределах каждого

Таблица 1

Составляющие балльной оценки инженерно-гляциологической сложности видов ландшафтов

| Баллы | Длительность инвально-гля- циального периода, дни | Сумма отрица- тельных темпе- ратур, град | Число дней с темпера- турой ниже —15 | Индекс ветрового охлаждения в январе, ккал/м ² ч по [1] | Средние максималь- ные снего- вые нагрузки, кг/м ² | Средняя сум- марная снего- запасность, м ³ пог. м | Лавинная опасность | Налед- ность, за- торность и зажорность рек | Мерзлотные явления |
|-------|--|--|---|--|---|---|-----------------------|---|---|
| 1 | 100 | 2000 | 25 | 600, прохладно | 50 | 100 | Слабая | Слабая | Сезонное промер- зание грунтов |
| 2 | 101—150 | 2001—2500 | 26—50 | 601—800, очень прохладно | 50—100 | 101—200 | Средняя | Средняя | Островное рас- пространение ММП |
| 3 | 151—200 | 2501—3000 | 51—75 | 801—1000, холодно | 101—150 | 201—100 | Сильная | Сильная | Прерывистое рас- пространение ММП |
| 4 | 201—250 | 3001—3500 | 76—100 | 1001—1200, очень холодно | 151—250 | 401—700 | | | Сплошное распро- странение ММП |
| 5 | 251—300 | 3501—4000 | 101—125 | 1201—1400, жестко | 251—450 | 701—1100 | | | |
| 6 | 300 | 4000 | 125 | 1400, обморожение | 450 | 1100 | | | |

Категории сложности территории: первая — сумма баллов менее 15; вторая — сумма баллов 15—24; третья — сумма баллов 25—35; четвертая — сумма баллов более 35.

Инженерно-геяцнологическая сложность видов ландшафтов

| Тыпы, подтыпы и группы видов ландшафтов | | Подклассы и роы ландшафтов | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|----------------------------|----------------------|------------------------|---------------|-------------|----------|-------------------|----------------------|------------|----------|-------------------------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|--|
| | | высокогорные | | среднегорные | | низкогорные | | межгорнокоглопни. | | предгорные | | | | | | | | | |
| 1 | | экзарационные | | эрозивно-денудационные | | | | | | | | эрозивно-аккумулятивные | | | | | | | |
| | | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | | | | | | | |
| | | резко и мелко-расчлененные | глубоко-расчлененные | остановочные | крутосклопные | пенящиеся | увапстые | крупно-склопные | глубоко-расчлененные | пенящиеся | увапстые | пенящиеся | увапстые | пенящиеся | увапстые | пенящиеся | увапстые | пенящиеся | |
| 1 Нивально-гляциальные | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 Каменистые, мохово-лишайниковые, кустарничково-луговые | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3 а) в сочетании с альпийскими и субальпийскими лугами | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| б) в сочетании с редколесьями | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 Тундрово-луговые | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5 Тундрово-луговые | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 Альпийско-субальпийско-луговые | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|
| 7 Темнохвойно - таежные (с широколиственно-красновыми лесами) | | | | | 14 | 15 | 16 | | | |
| 8 Красно-лиственнично- лесные | | | | | 17 | 18 | | | | |
| 9 Лиственнично-лесные | | | | | 19 | | 20 | | | |
| 10 в сочетании с а) еловыми лесами, | | | | | 21 | | | | 22 | |
| 11 б) дугами | | | | | | | | | 23 | |
| 12 в) сухими елками | | | | | 24 | | 25 | | | |
| 13 Сосново боровые | | | | | | | 26 | | | |
| 14 Осново широко - лес ные (чернь) | | | | | | | 27 | 28 | | |
| 15 Мелколиственно - лесные | | | | | | | 29 | 30 | | |
| 16 Лесостепные | | | | | | | 31 | 32 | 33 | |
| 17 Лугово-степные | | | | | 34 | | 35 | | 36 | |
| 18 Типично-степные | | | | | | | | | 38 | 39 |
| 19 Сухостепные | | | | | 40 | | 41 | | 42 | |
| 20 Полупустынные | | | | | | | | | 43 | 44 |

Категории сложности: 1, [2], 3, 4.

Таблица 3

**Площадь подклассов и родов ландшафтов
в пределах Алтае-Саянской горной области, %**

| Район | Высокогорные | | Среднегорные | | Низкогорные | | Межгорно-котловинные | Предгорные мелкосопочные холмисто-увалистые |
|-------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|----------------------|----------------------|---|
| | крутосклонный гл. расчл. | пенеплен-зиров. хол.-ув. | крутосклонный гл. расчл. | пенеплен-низиров. увал. | полого- и кругосклонные | пенеплен-низир. пол. | | |
| 1 | 3 | 2 | 27 | 3 | 57 | 8 | | |
| 2 | | | | | 33 | 67 | | |
| 3 | | | | | 25 | | 75 | |
| 4 | 14 | 2 | 68 | | 45 | | | |
| 5 | 1,4 | 2,6 | 49 | | 42 | | 1 | 4 |
| 6 | 12 | 5 | 16 | | 58 | 6 | 3 | |
| 7 | 4 | 14 | 36 | | 12 | 4 | 24 | 4 |
| 8 | 37 | 12 | 49 | | | | 2 | |
| 9 | 33 | 34 | 14 | 6 | | | 13 | |
| 12 | | | | | 42 | | 58 | |
| 13 | | | | | 67 | 5 | 25 | |
| 14 | 25 | 5 | 56 | | 14 | | | |
| 15 | 12 | 14 | 74 | | | | | |
| 16 | | | 37 | | 39 | | 24 | |
| 17 | 12 | 24 | 63 | 1 | | | | |
| 18 | | | 26 | | 18 | | 31 | 25 |
| 21 | 3 | 18 | 31 | 7 | 41 | | | |
| 22 | 12 | 16 | 39 | 1 | 32 | | | |
| 23 | 23 | 28 | 39 | | 10 | | | |
| 24 | 5 | 4 | 62 | | 17 | | 12 | |
| 26 | 17 | 5 | 58 | 2 | 16 | | 2 | |

Таблица 4

Площадь типов ландшафтов в пределах районов, %

| Район | Высокогорные | Лесные | Лесостепные | Степные | Полупустынные |
|-------|--------------|--------|-------------|---------|---------------|
| 1 | 5 | 95 | | | |
| 2 | | 80 | 20 | | |
| 3 | | 25 | 27 | 48 | |
| 4 | 16 | 77 | 6 | | |
| 5 | 4 | 56 | 10 | 30 | |
| 6 | 18 | 37 | 6 | 39 | |
| 7 | 18 | 28 | 4 | 31 | 17 |

| | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|
| 8 | 49 | 49 | | 2 | |
| 9 | 71 | 20 | | 4 | 5 |
| 12 | | 36 | 6 | 58 | |
| 13 | | 45 | 38 | 14 | |
| 14 | 30 | 70 | | | |
| 15 | 26 | 74 | | | |
| 16 | | 45 | | 43 | 12 |
| 17 | 36 | 64 | | | |
| 18 | | | | 44 | 56 |
| 21 | 21 | 79 | | | |
| 22 | 28 | 72 | | | |
| 23 | 51 | 49 | | | |
| 24 | 9 | 91 | | | |
| 26 | 24 | 73 | | 3 | |

района в соответствии с долей площади, занятой тем или иным видом или подтипом ландшафта, оценивается взвешенная по площади сложность нивально-гляциальной обстановки всего района. Взвешивание по отношению к какому-либо одному из факторов в данном случае не имеет смысла, т. к. количественных данных для корреляционного анализа, необходимого в таких случаях, практически недостаточно.

Представление о распространении видов ландшафтов в пределах АСо (территория СССР) дополняют табл. 2—5, раскрывающие структуру пространственной неоднородности территории горной области.

Таблица 5

Площадь подтипов и групп видов ландшафтов в районах Алтае-Саянской области, %

| № | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | 15 | | 16 | | 17 | | 18 | | 19 | | 20 | | | | |
|----|----|-----|-----|-----|------|------|-------|-------|-------|-------|----|-------|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|--|--|--|
| | 1* | 2-4 | 5,6 | 7,8 | 9-11 | 12,3 | 14-16 | 17,18 | 19,20 | 21,22 | 23 | 24,25 | 26 | 27,28 | 29,30 | 31-33 | 34-36 | 37-39 | 40-42 | 43,44 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | 1 | 6 | 5 | 4 | | | 42 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 2 | 11 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 8 | 9 | 22 | 5 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9 | 4 | 34 | 6 | 3 | 23 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 12 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 13 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 14 | 1 | 13 | 6 | 8 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 15 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 16 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 17 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 18 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 21 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 22 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 23 | 2 | 29 | 2 | 16 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 24 | 4 | 1 | 4 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 26 | 17 | 6 | 6 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Примечание. В районах 4, 7, 13 озерами занято 1, 2 и 3 % площади соответственно. «Звездочкой» помечены номера видов ландшафтов, входящих в состав групп или подтипов ландшафтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Денисов Ю. Н. и др. Сравнительная характеристика жесткости климатических условий севера Канады и Советского Союза.— В кн.: Природные ресурсы и культурные ландшафты материков. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 229—238.
2. Кондакова Н. Л. Оценка снежного покрова как фактора лавинообразования.— В кн.: Гляциогидроклиматология горных стран. М., 1973, с. 33—39.
3. Моисеенко Ф. С. Морфология новейших структур Алтае-Саянской области и сейсмичность.— В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, 1969, с. 262—282.
4. Программа и методические указания по составлению Прикладной части Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.— В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения Вып. 36. М., 1979, с. 35—60.
5. Ревякин В. С. Нивально-гляциальный комплекс Алтае-Саянской горной страны. Автореф. дис. на соиск. учен. степени докт. геогр. наук.— М., 1978,— 27 с.
6. Самойлова Г. С. Типы ландшафтов гор Южной Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1973.— 54 с.
7. Тушинский Г. К. Эволюция снежной толщи — Вопросы географии. М., 1951, № 24, с. 350—380.
8. Физико-географическое районирование СССР./Под ред. Р. А. Гвоздецкого и Н. И. Михайлова.— М.: Изд-во МГУ, 1968.— 146 с.

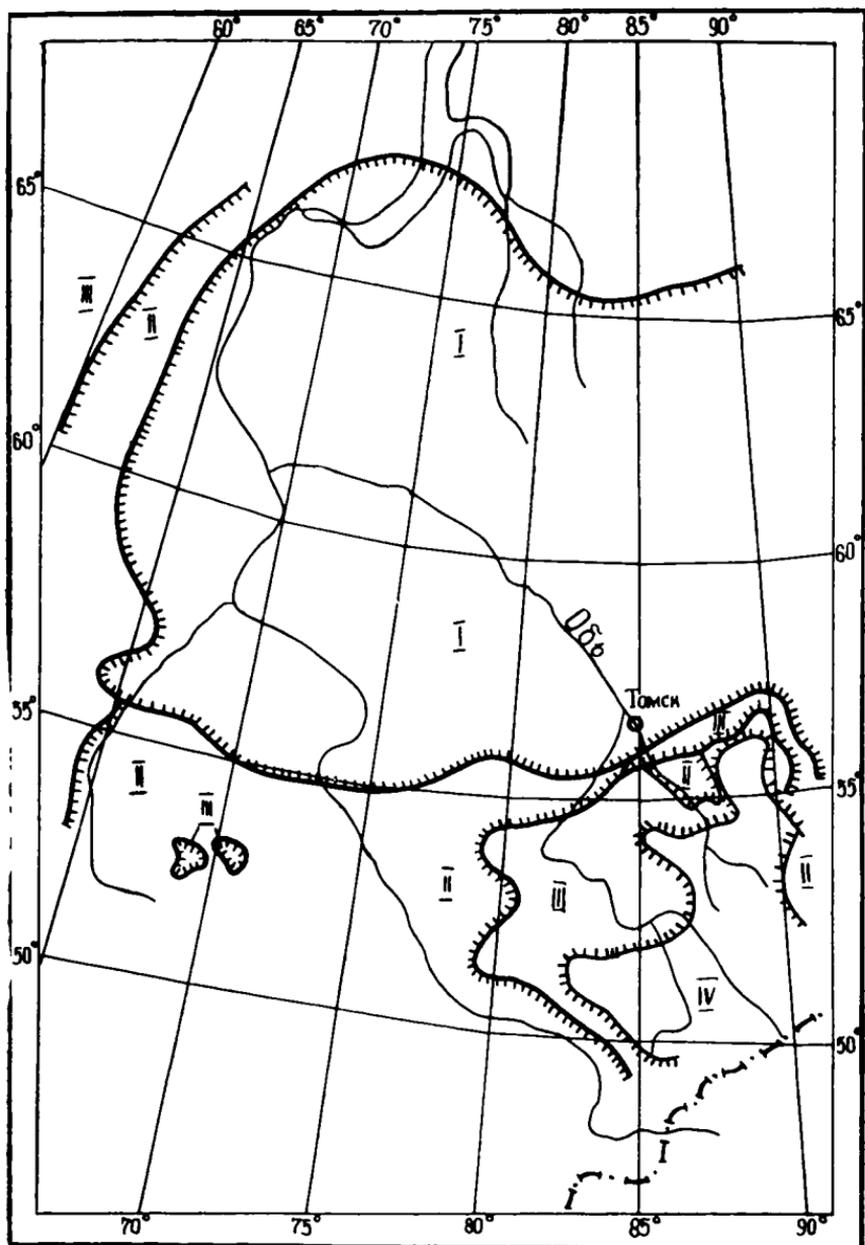
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ В ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Н. К. ГАГОЛКА

Интенсивное освоение природных богатств Томской области, осуществляемое согласно директивным документам партии и правительства по освоению восточных районов страны, требует рационального подхода к расходованию выделяемых для этого средств. В связи с этим назрела острая необходимость уточнения количественных характеристик гололедно-изморозевых явлений, имеющих в Строительных Нормах и Правилах (СНиП) по территории области [12]. По толщине стенки гололеда «в», превышаемой 1 раз в 5 лет, вся Томская область относится к 1-му, слабогололедному району; величина «в» колеблется здесь от 3 до 5 мм. Причиной такого весьма приблизительного районирования территории области по величине гололедной нагрузки (рис. 1) является недостаточность изученности до настоящего времени режима гололедно-изморозевых отложений в Западной Сибири и особенно по территории Томской области. Имеется небольшое количество работ, посвященных этому вопросу [7, 10, 11, 13], требуют дальнейшего совершенствования и способы прогноза гололедно-изморозевых отложений [4, 14]. Наиболее подробная характеристика режима гололедно-изморозевых отложений в Западной Сибири приведена в [10]. Но и здесь обобщены материалы наблюдений только по 1956 г., а непосредственно по Томской области представлены лишь самые общие характеристики явлений.

В данной статье приводятся предварительные результаты анализа состояния вопроса и намечаются основные этапы дальнейших исследований по изучению гололедно-изморозевых явлений, входящих составной частью в инвально-гляциальный комплекс Томской области. Материалом исследования послужили данные, опубликованные в [5].

Гололедно-изморозевые явления (гололед, зернистая и кристаллическая изморозь, сложное отложение, оледенелый мокрый снег) наблюдаются на рассматриваемой территории



в период с сентября по май. При этом в осенний период отмечается до 75% случаев отложения гололеда, весной повторяемость их существенно меньше (25%), что является следствием циркуляционных особенностей и синоптических процессов, с которыми связано выпадение осадков (одного

из необходимых условий процесса гололедообразования) в холодное время года в Западной Сибири. Так, вторая половина зимы характеризуется здесь малым количеством осадков, а апрель является наиболее засушливым месяцем года [7]. В первую же половину зимы выпадает, по данным К. И. Поповой, до 70% всего зимнего количества осадков [8]. Таким образом, прослеживается четкая прямо пропорциональная зависимость между повторяемостью гололедно-изморозевых отложений и количеством выпадающих в холодное полугодие осадков.

Этот вывод, в частности, может быть использован при определении ориентировочной повторяемости гололедно-изморозевых явлений в районах, где отсутствуют инструментальные наблюдения за явлениями наземного обледенения, но имеется достаточно густая сеть пунктов регистрации атмосферных осадков.

Привлечение других дополнительных характеристик погоды (температурный и ветровой режимы) позволит говорить о режиме гололедно-изморозевых отложений еще более уверенно.

Известно, что частота и интенсивность наземного обледенения существенно зависят от физико-географических условий местности — залесенности, орографии, заболоченности, близости водных поверхностей [6, 9]. На территории Западной Сибири так же, как и в других, преимущественно низменных частях СССР [4], связь повторяемости гололеда и изморози с рельефом оказывается малой и перекрывается влиянием или фронта (в случаях фронтальных отложений), или влиянием подстилающей поверхности, например, близостью больших водоемов, повышающих влагосодержание воздуха

Томская область, занимающая юго-восточную часть Западно-Сибирской низменности, представляет собой плоскую равнину, слегка приподнятую на юго-восток, с перепадом высот в 100—130 м и абсолютным максимумом высоты, равным 258 м (в отрогах Кузнецкого Алатау) [1]. Дополнительным фактором, влияющим на процесс гололедообразования, здесь является, по нашему мнению, не столько относительная (абсолютная) высота местности, сколько залесенность и заболоченность территории.

Построенный предварительный график зависимости повторяемости гололеда (P) от относительной высоты станций (H) подтвердил это предположение (рис. 2). Связь оказалась очень слабой, хотя и удалось выявить различный характер ее при повторяемости в два дня и менее с отложениями в год и повторяемости более двух дней. В первом случае эта связь аппроксимируется гиперболической функцией вида

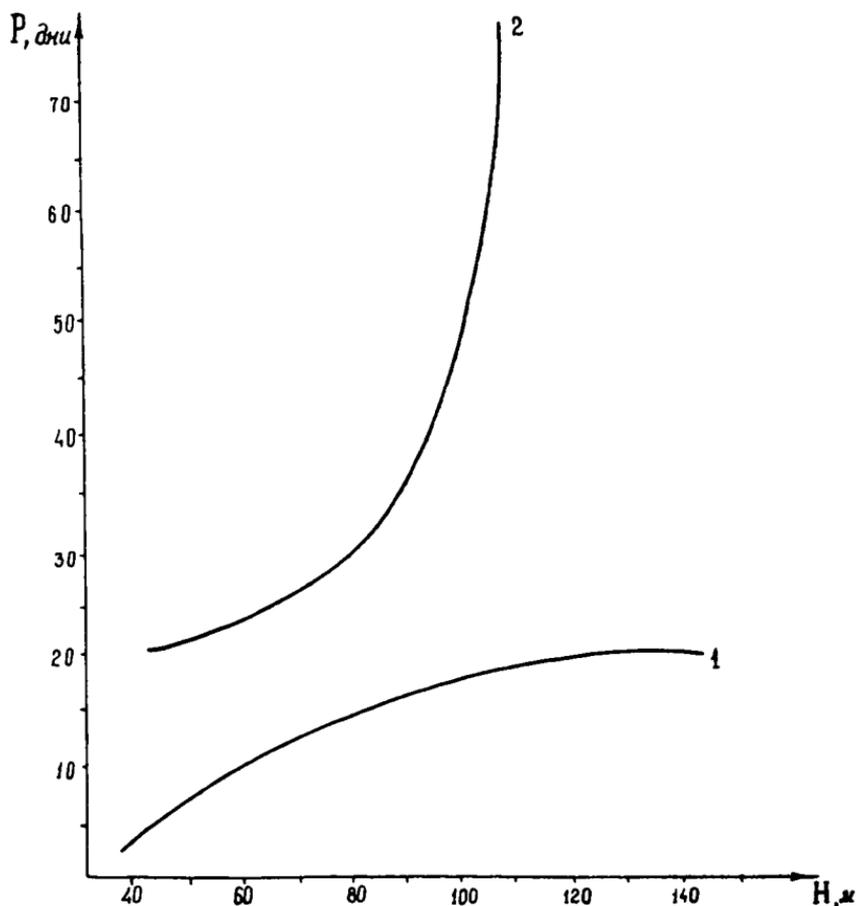


Рис. 1. Районирование территории Западно-Сибирского региона по толщине стенки гололеда «в» I район — «в» не менее 3 мм; II — 5 мм; III — 10 мм; IV — 15 мм

$$P = 2,8 \frac{108}{H}; \quad (1).$$

во втором — дробно-рациональной функцией

$$P = \frac{1}{0,96 - 0,0074 H}. \quad (2).$$

В (1) и (2) P — повторяемость (число дней) гололеда; H — относительная высота (м) пункта наблюдения. Область применения формулы (1) ограничена значениями H от 39 м и более, формулы (2) — от 125 м и менее, что обусловлено особенностями архива данных, использованного при их получении. Заметим, что на территории области отсутствуют пункты инструментального наблюдения за явлениями назем-

**Повторяемость гололедно-изморозевых отложений
(в % от общего числа случаев) по месяцам**

| Вид отложения | Месяц | | | | | | | | | | Год (дней) | % |
|---------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|---------------|---|
| | IX | X | XI | XII | I | II | III | IV | V | | | |
| Гололед | 0,02 | 1,89 | 13,32 | 25,8 | 26,4 | 17,56 | 12,7 | 2,21 | 0,11 | 634 | 91,67 | |
| Изморозь | 0,01 | 10,38 | 30,28 | 21,85 | 9,79 | 7,43 | 9,13 | 9,94 | 1,18 | 57,6 | 8,33 | |

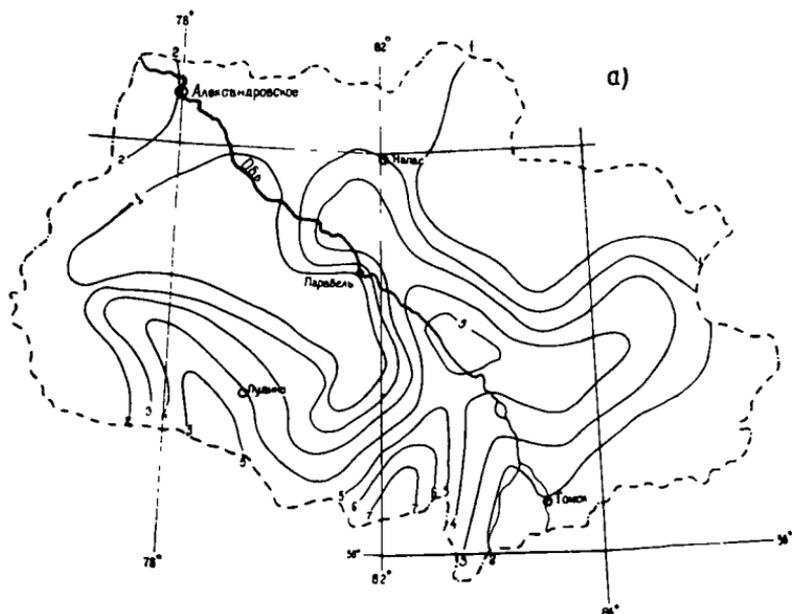


Рис 2 Зависимость повторяемости гололеда (P) от высоты (H) пункта наблюдения. 1 — для $P \leq 2$ дней, 2 — для $P > 2$ дней

ного обледенения на высотах более 140 м. При подборе функций (1) и (2) использовались приемы, изложенные в [3]. Уточнение коэффициентов зависимости производилось методом выбранных точек.

На рассматриваемой территории, как следует из данных таблицы, наземное обледенение в подавляющем числе случаев (92%) бывает в виде изморози. Практически на всех станциях наиболее гололедными являются ноябрь и декабрь, на которые в сумме приходится более половины случаев (52%). Преобладание отложений изморози в декабре и январе (52%) указывает на преимущественно кристаллический вид ее на рассматриваемой территории.

Наиболее часто отложения гололеда, как видно из рис. 3а, наблюдаются в Бакчаре (7 дней в году), Колпашеве (5 дней), Пудине и Молчанове (4 дня). Очень редко

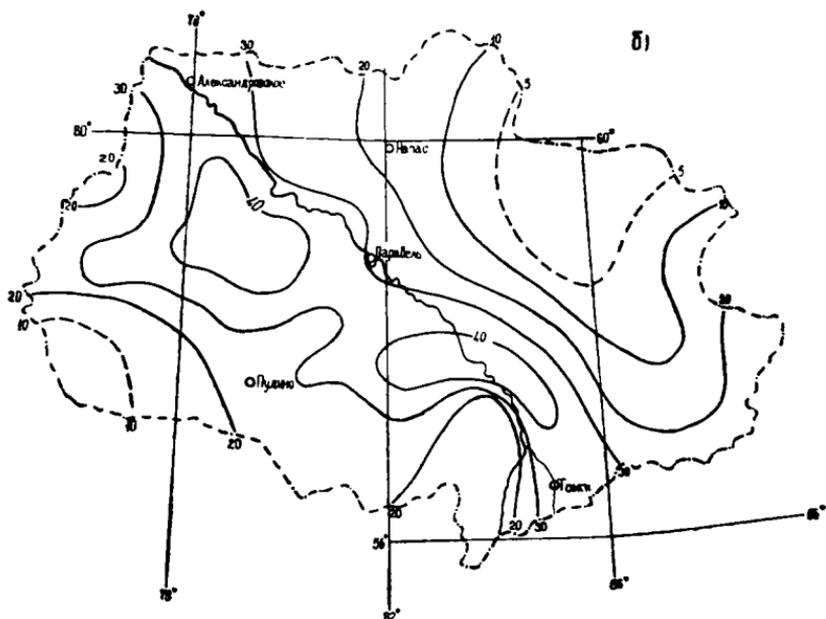


Рис 3 Изолинии повторяемости (в днях) по территории, а — отложечный гололеда; б — отложечный изморози

они отмечаются в Старице (0,4 дня в год, т. е. 4 дня в 10 лет), Ванжиль-Кынаке (0,6 дня), Васюганском (0,7 дня), Ново-Никольском (0,9 дня). Можно отметить некоторую тенденцию увеличения числа случаев гололеда в направлении с севера на юг области, одной из возможных причин этого является увеличение высоты местности к югу.

Отложения изморози (зернистой и кристаллической), которые возникают преимущественно при наличии тумана или повышенного влагосодержания воздуха, наиболее часты в средней и северной сильно заболоченных частях области (рис. 3, б). В Молчанове отмечается 46 дней, Каргаске — 38, Александровском и Васюганском — 36, Центральном Полигоне — 35 дней в году.

Зависимость повторяемости отложений изморози от относительной высоты станций оказалась еще слабее, чем для гололеда, и явно перекрывается зависимостью от состояния подстилающей поверхности. Так, из рис. 3, б хорошо видно, что левобережная часть Оби, наиболее заболоченная и имеющая относительные высоты местности на 50—70 м ниже, чем в правобережной части, более подвержена образованию изморози.

По величине отложения (большой диаметр D) преобладают отложения с диаметром не менее 10 мм, но иногда величина D может достигать 30—40 мм. Как указывалось

выше, область относится к слабогололедному району. В то же время повторяемость синоптических процессов и условий погоды, благоприятствующих гололедообразованию в переходные сезоны года (активный циклогенез, наибольшая в году повторяемость прохождения основных, хорошо выраженных фронтов с волнами [2], наличие переохлажденных осадков и достаточная увлажненность подстилающей поверхности, способствующая туманообразованию), довольно значительна и является косвенным показателем большей, чем это нашло отражение в СНИП, повторяемости явлений наземного обледенения.

Заниженная повторяемость гололедно-изморозевых отложений является, на наш взгляд, следствием недостаточной освещенности территории области метеорологической сетью наблюдений за явлениями наземного обледенения, относящихся часто к разряду локальных.

В перспективе дальнейших исследований гололедно-изморозевых явлений в Томской области — более подробное и детальное изучение пространственно-временных и количественных характеристик (в т. ч. значений объемного веса) каждого вида отложений в отдельности на основе экспедиционных и стационарных наблюдений, построение специальных гляциоклиматических карт крупного и среднего масштаба, получение таблиц и графиков обеспеченности параметров гололедных нагрузок. Все это позволит существенно уточнить и дополнить имеющиеся в СНИП значения гололедных нагрузок по территории области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бекинина М. С. География Томской области.— Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1966.— 92 с.
2. Бордовская Л. И. Фронтальные волны над Западной Сибирью — Доклады/Томск. отдел Географ. общества СССР Вып 1 Л., 1970, с 141—145
3. Данилина Н. И., Дубровская Н. С. и др Численные методы.— М. Высшая школа, 1976.— 368 с.
4. Драневич Е. П. Гололед и изморозь.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 227 с.
5. Климатологический справочник СССР. Вып 20. Метеорологические данные за отдельные годы и многолетние нормы. Гололедно-изморозевые явления и обледенение проводов — М.: Гидрометеиздат, 1963.— 97 с.
6. Ломиллина Л. Е. О влиянии рельефа на гололедно-изморозевые отложения.— Метеорология и гидрология, 1977, № 2, с. 49—55
7. Орлова В. В. Западная Сибирь. Сер. Климат СССР. Вып. 4.— Л., 1962.— 360 с.
8. Попова К. И., Рутковская Н. В. О связи осадков с циркуляционным режимом в холодный период над юго-востоком Западно-Сибирской низменности.— Труды /ГГО, 1960, вып. 113, с. 22—30.
9. Раевский А. Н. Влияние особенностей рельефа на распределение гололедно-изморозевых отложений.— Труды /ГГО, 1961, вып. 122, с. 45—52.

10. Руднева А. В. Гололед и обледенение проводов на территории СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1961.— 175 с.

11. Русанов В. И. Синоптические условия образования редкого случая гололеда.— Метеорология и гидрология, 1957, № 2, с. 28

12. Строительные нормы и правила. Часть II Нормы проектирования. Глава 6 Нагрузки и воздействия СН и ПП 6-74 — М. Стройиздат, 1976 — 60 с

13. Шварева Ю. Н. Климат Западно-Сибирской равнины в погодах — М.: Наука, 1976.— 115 с

14. Ягудин Р. А. Расчетный способ прогноза для юго-востока Западной Сибири — В кн.: Гидрометеорология Сибири.— Л.: Гидрометеиздат, 1969, с. 84—86.

АНАЛИЗ ПРИЧИН КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ВОДЫ В ГЛУБОКОМ ШУРФЕ ФИРНОВОЙ ЗОНЫ ЛЕДНИКА АБРАМОВА

Е. Л. ГЛАЗЫРИНА, Б. В. КИСЛОВ, Ф. И. ПЕРЦИГЕР

В настоящее время появилось сравнительно новое направление в гляциологии — гидрология ледников. Объектом гидрологии ледников является вода в жидкой фазе, находящаяся на поверхности, внутри и под ледником [1]. Работы по изучению гидрологии ледников наиболее широко ведутся на леднике Джанкуат под руководством Г. Н. Голубева [3, 4].

Вопросы изучения жидкого стока с фирновых полей ледников, внутреннего питания, физические процессы накопления и перемещения воды на поверхности ледников, внутри них и под ними, режим водоотдачи фирновых областей очень актуальны с точки зрения расчета баланса массы стока с ледника.

Для решения этих вопросов в фирновой зоне ледника Абрамова на высоте 4400 м был вырыт 25-метровый шурф № 2, а на высоте 4200 м — шурф № 1 глубиной 19 м. В этих шурфах проводился большой комплекс работ, который позволил получить некоторые интересные результаты. Например, величина внутреннего питания, рассчитанная по двукратным наблюдениям, в шурфе № 2 в начале периода таяния и в конце, с июня по октябрь 1974 г. составила 200 мм слоя воды, это соответствует 25% общей абляции ледника высотной зоны 4400—4600 м.

По мере рытья шурфов в различных высотных зонах ледника была пройдена фирново-ледяная толща, в которой температура была отрицательной. Ниже ее была область нулевых температур, сильно насыщенная водой. На глубине 18,8 м от дневной поверхности в шурфе № 1 в 1972 г. нами была обнаружена небольшая полость порядка 0,5 м³, заполненная водой. После вскрытия этой полости вода вылилась из нее и растеклась на дне шурфа. В 1973 г., при зачистке передней стенки шурфа примерно на метр, на уровне 17,4 м от дневной поверхности нами была обнаружена

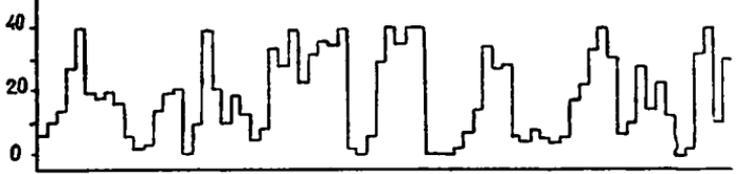
полость объемом около 8 м^3 , также заполненная на одну треть водой. Полость располагалась в средней части закрытой трещины, которая начиналась с уровня $9,1 \text{ м}$ от дневной поверхности. С этого уровня годовые слои наклонены под углом $15\text{--}20^\circ$ к вышележащим годовым слоям. Вода из полости в период с 10 по 15 сентября исчезла, оставаясь на определенном уровне в трещине шириной $40\text{--}60 \text{ см}$.

Шурф № 2, после окончания продвижения вглубь, начал заполняться водой. Наличие воды в полостях и шурфах ниже слоя с отрицательными температурами позволяет говорить о том, что в фирновых зонах ледников «теплого» типа с преимущественно инфильтрационно-рекристаллизационным видом льдообразования, к каким относится ледник Абрамова, она находится и в зимний период. На то же указывают многие другие авторы [3, 4, 6]. В работе [7] вода была обнаружена в шестимиллиметровой скважине на высоте 5600 м в фирновой зоне ледника Ленина. Вода в полостях и трещинах наблюдалась нами неоднократно при бурении глубинных скважин на леднике Абрамова как в фирновой зоне, так и в области абляции, на языке ледника.

Необходимо отметить, что вода может попасть под слои фирново-ледяной толщи с отрицательной температурой после промачивания сезонного снега талой водой в тех местах, где фирновая толща имеет меньшую мощность и промачивается талой водой до водоупорного горизонта быстрее. Кроме того, вода может попасть туда и вдоль трещин. По этой причине следует относиться с осторожностью к применению на практике теории зон льдообразования.

На глубине $13,4 \text{ м}$ от дневной поверхности в шурфе № 2 был установлен самописец ГР-38 (8-дневного завода). Непрерывный ход записи уровней воды был получен с 29 июня по 30 сентября 1974 г. (кроме периода с 10 по 15 августа). Колебания уровня за этот промежуток времени с анализом внешних факторов, вызывающих их, и положены в основу данной работы. Все уровни воды были приведены к фиксированной отметке (нулю рейки). В районе глубинного шурфа № 2 также велись наблюдения за величинами таяния снега и фирна по 28 снегомерным рейкам, забуренным в фирн. По всем рейкам находились величины среднесуточного таяния (А). Недалеко от шурфа № 2 метеотрядом проводился полный комплекс стандартных метеорологических, а также теплобалансовых (актинометрических и градиентных) наблюдений. На рис. 1 показан ход среднесуточных величин температуры воздуха (t), сумм баллов за четыре срока общей облачности (ΣN_0), суточных сумм абляции (А), среднесуточных уровней воды в шурфе (Н) и определенных по изложенной ниже методике полуамплитуд внутрисуточных колебаний уровня. Интервал среднесуточных колебаний

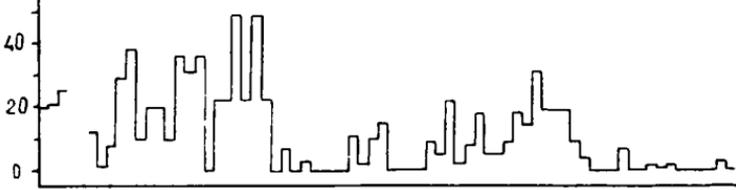
ΣN_0 (дождь)



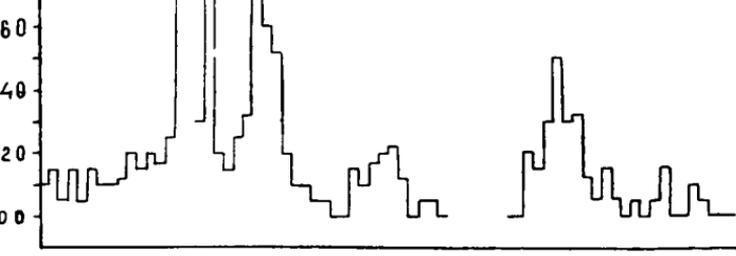
$t^{\circ}\text{cp}$



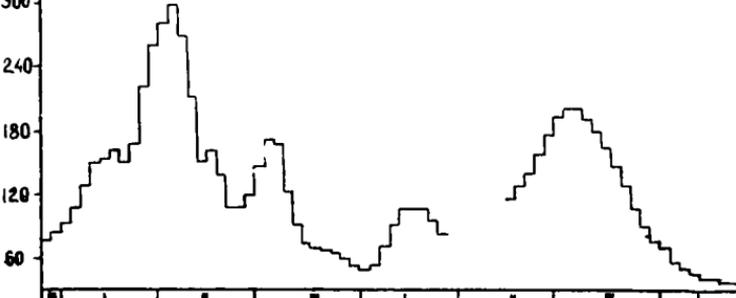
A (мм)



Q (см)



H (см)



III I II III I II III
МЮАР ОБЕУМ СЕНУАР

уровня за период наблюдений составил 264 см (максимум — 12 июля равен 303 см, минимум — 7 сентября равен 39 см). С начала сентября таяние прекратилось и наблюдаемые в дальнейшем колебания были незначительны.

Как уже упоминалось, очень важно с точки зрения расчета стока с ледников знать режим водоотдачи с фирновых областей. К сожалению, данные наблюдений в шурфе, которыми мы располагаем к настоящему времени, не позволяют судить о стоке, но все же сведения об уровненом режиме нам кажутся весьма интересными. Отчего же он зависит? Видимо, от двух основных причин: во-первых, от режима поступления талой воды в фирн, а во-вторых, от характеристик самой фирновой толщи. Очевидно, что в начале периода абляции почти вся талая вода замерзает. Уровень в шурфе реагировать на изменение поступления воды не будет. Динамические характеристики фирна меняются, вероятно, и в течение периода интенсивного таяния.

Построим простейшую математическую модель уровненого режима в шурфе. Будем считать, что мы имеем бак с вертикальными стенками и площадью $S \text{ м}^2$, заполненный фирном с пористостью ϵ . На него сверху поступает талая вода с интенсивностью $A \text{ см/сут} \cdot \text{м}^2$. Интенсивность оттока с единицы площади $q \text{ см/сут} \cdot \text{м}^2$ будем считать (как это делал Ю. М. Денисов) [5] пропорциональной объему воды над некоторым фиксированным базовым уровнем, т. е. $q = LW$. Тогда изменение объема воды в нашем «баке» будет равно

$$\frac{dW}{dt} = AS - \alpha W. \quad (1)$$

Очевидно, что когда пористость ледяной решетки фирна $\epsilon = 1$ (имеется только вода), то $W = Sh^*$ и $h^* = \frac{W}{S}$. Если

же $\epsilon \neq 1$, то $h = \frac{W}{\epsilon S}$, учитывая последнее равенство, получим из уравнения (1)

$$\epsilon \frac{dh^* S}{dt} = AS - \gamma h^* S \epsilon \quad \text{или} \quad \frac{dh^*}{dt} = \frac{1}{\epsilon} A - \alpha h^*.$$

Примем теперь во внимание, что мы имеем измерения уровня лишь относительно некоторой условно взятой, но посто-

Рис 1. Хронологические графики хода суточной суммы (4 срочных наблюдений) общей облачности (ΣN_0), среднесуточной температуры воздуха ($t_{\text{ср}}^{\circ}$), суточных величин абляции снега (A) полуамплитуд внутри-суточных колебаний уровня в глубинном шурфе за вычетом тренда ($\frac{a}{2}$)

и среднесуточных уровней воды (H)

янной отметки, превышение которой (h_0) над базовым уровнем неизвестно. Тогда, приняв $h^* = h_0 + h$, где h — измеренное значение уровня, получаем:
$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{\varepsilon} A - \alpha(h_0 + h)$$

и окончательно, положив

$$\alpha h_0 = \beta, \quad \frac{dh}{dt} = \frac{1}{\varepsilon} A - \beta - \alpha h. \quad (2)$$

Так как в нашем распоряжении имелись лишь суточные величины абляции A , то пришлось использовать также среднесуточные значения h . Это позволило без большой погрешности перейти от уравнения (2) к уравнению в конечных разностях

$$\Delta h_i = \left(\frac{1}{\varepsilon} A_i - \beta - \alpha h_i \right) \Delta t_i$$

или, учитывая, что $\Delta t = 1$ сут

$$h_{i+1} = \frac{1}{\varepsilon} A_i - (\alpha - 1) h_i - \beta. \quad (3)$$

Мы получили уравнение с тремя параметрами: ε , α и β . Первый из них был измерен непосредственно в шурфе, мало менялся в течение периода наблюдений и оказался равным в среднем для всей фирновой толщи $\varepsilon = 0,33$. Параметры же α и β были найдены методом наименьших квадратов. Их значения: $\alpha = 0,194$, $\beta = 9,77$.

До сих пор мы считали, что уровень воды в данные сутки зависит только от уровня и абляции за предыдущие сутки. На самом же деле, даже в рамках нашей простейшей модели, уровень может реагировать в большей мере на абляцию каких-либо предшествующих суток. Для проверки этого была построена взаимно-корреляционная функция ($r(\Delta t)$) среднесуточных значений уровня суточной абляции, измеренной по рейкам. Первый максимум ($r = 0,55$) пришелся на сдвиг, равный двум суткам. Кроме того, были построены взаимно-корреляционные функции между межсуточным изменением уровня воды с суточной абляцией, суточными суммами суммарной радиации, среднесуточными значениями температуры воздуха. Все они также дали первый максимум на сдвиге, равном 1—2 сут. Таким образом, вместо уравнения (3) следует пользоваться другим

$$h_{i+1} = \frac{1}{\varepsilon} A_{i-1} - (\alpha - 1) h_i - \beta. \quad (4)$$

Расчет показал, что в этом уравнении $\alpha = 0,187$, $\beta = 10,6$.

На рис. 2 показан ход измеренных и рассчитанных по

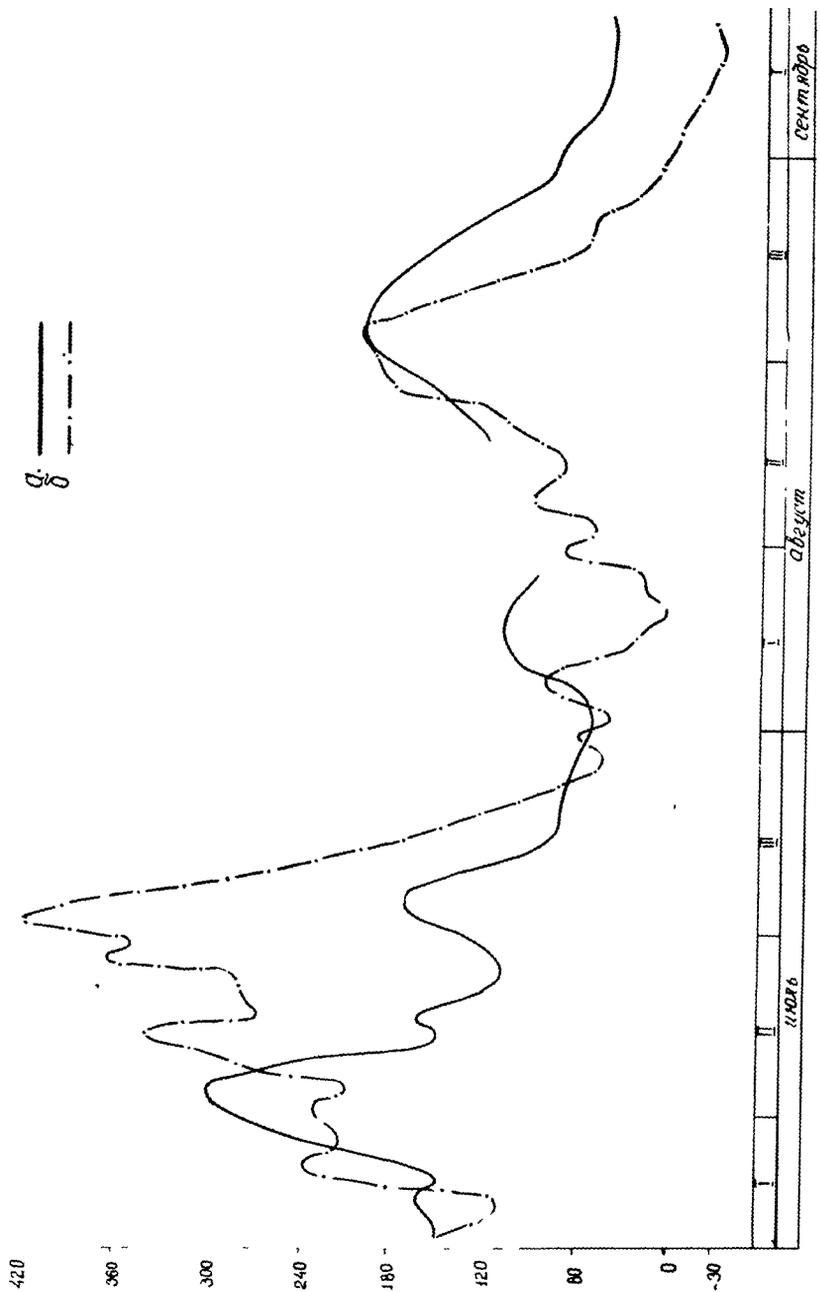


Рис. 2. Изменения среднесуточных значений уровня воды в шурфе за время наблюдений: а — измеренные; б — вычисленные

уравнению (4) среднесуточных значений уровня воды в шурфе. Как видим, соответствие не слишком хорошее. Очевидно, что рассматриваемый процесс является более сложным и его надлежит описывать более сложными уравнениями, например, с учетом A_1 , A_2 , h_1 , h_2 или аналогично [8]. Но все же полученные результаты весьма интересны: даже самая простейшая модель довольно четко показывает тенденции хода уровня. Следует учесть, кроме того, что в нее вошли ошибки измеренных величин поступления воды, которые определяли реечным способом.

До сих пор мы говорили только о среднесуточных значениях уровня, но имелись и внутрисуточные колебания с плавным ходом. Только 14 июля наблюдался резкий скачок уровня на 62 см, а, затем быстрая его «сработка». На общем фоне понижения уровня это резкое повышение и не менее резкий спад произошли всего за 7 ч.

Ряд авторов [2, 3, 4], анализируя внутрисуточные гидрографы стока с ледников, отмечали пульсационные его колебания. Вероятно, скачок уровня 14 июля можно объяснить прорывом внутренней водосодержащей полости, аналогичной тем, которые описаны выше. При отыскании связей между внутрисуточными колебаниями уровней, абляцией и некоторыми метеоэлементами данные за 14 июля не использовались.

Явный внутрисуточный ход появляется только в определенные периоды, а именно — на подъеме кривой уровня. На основании этого было предположено, что он зависит от внутрисуточной амплитуды абляции. В дальнейшем это подтвердилось.

Для анализа внутрисуточных колебаний уровня необходимо сначала выделить их в чистом виде, то есть «выразить» тренд долговременных измерений. Для этого среди наблюдаемых точек уровня за каждые сутки проводилась аппроксимирующая прямая, отражающая этот тренд. За полуамплитуду колебаний принималось среднее из максимальных отклонений вверх и вниз фактической кривой хода уровня от проведенной прямой. Оказалось, что эти полуамплитуды хорошо выражаются линейной функцией от суточной абляции снега при времени добегаания, равном 2 сут. Коэффициент корреляции между ними — 0,72 (при 60 точках). Аппроксимируя внутрисуточный ход абляции треугольником, синусоидой или некоторой параболой, что оправдано ходом метеоэлементов внутри суток, можно показать, что обнаруженная связь указывает на зависимость колебаний уровня воды от амплитуды интенсивности абляции внутри суток.

В заключение необходимо отметить, что данные по уровню режиму, полученные в глубинных шурфах или трещинах фирновой зоны, могут оказаться хорошим материалом

для расчета режима водоотдачи с области питания. Работы в этом направлении будут продолжены на леднике Абрамова и, по нашему мнению, их следует организовать и на других ледниках.

ЛИТЕРАТУРА

1 Авсюк Г. А., Котляков В. М., Ходаков В. Г., Голубев Г. Н. Проблемы гидрологии ледников и ледниковых районов.— Водные ресурсы, 1973, № 2, с 3—20

2 Акбаров А. А., Емельянов Ю. Н. Исследование процессов изменения запасов воды в леднике Абрамова — Труды / САРНИГМИ, 1975, вып. 35 (116), с 12—20

3. Голубев Г. Н. Гидрология ледников и некоторые основные ее проблемы — В кн. Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения, вып 18. М., 1971, с 73—86.

4. Голубев Г. Н. Проблемы гидрологии ледников Автореф. дис. на соиск. учен степени докт географ наук.— М., 1974 — 34 с.

5. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек — Л.: Гидрометеиздат, 1965 — 104 с.

6 Кренке А. Н., Бажев А. Б., Бажева В. Я., Псарева Т. В., Сурова Т. Г. Строение фирновой толщи Марухского ледника, льдообразование и миграция воды в ней — В кн. Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения Вып 17 М., 1970, с. 277—288

7 Казанский А. Б. Режим таяния высотных фирновых полей в связи с проблемой искусственного воздействия на этот процесс.— Геофиз. бюл. Междувед. геофиз. комитета при Президиуме АН СССР, 1969, № 20, с. 20—26.

РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (АЛТАЙ, САЯНЫ)

(Статья 1)

В. П. ГОЛЕЩИХИН

Введение

Все более полное освоение человеком горных территорий, всестороннее использование их в народнохозяйственных целях (курортное, промышленное, гражданское, транспортное строительство и т. д.) приводят к необходимости детального изучения горного климата в целях наиболее рационального использования его ресурсов, а также к изучению условий формирования стока горных рек, что очень важно для хозяйственной деятельности человека. Солнечная радиация является наиболее важным объектом для изучения, хотя до недавнего времени ей уделялось недостаточно внимания из-за трудностей ее измерения. Важность изучения радиации определяется решающим положением ее среди других климатообразующих факторов. В то же время, являясь элементом климата, она оказывает большое влияние на различные физико-географические процессы как главный источник энергии. Солнечная радиация играет огромную роль в жизни растений, без нее невозможно выяснить генезис высотно-ландшафтных поясов, режим и динамику снежно-ледовых образований. Она является определяющим фактором таяния снега и льда, формирования и схода снежных лавин и т. д.

В связи с решающей ролью солнечной радиации среди других метеоэлементов в различных физических процессах, она уже сравнительно давно является объектом пристального внимания метеорологов, климатологов, ботаников, географов. Изучение преобразования солнечной энергии в горах несколько отстает от ее изучения на равнинных территориях, однако несмотря на недостаточность материалов для обобщений, а также большую сложность учета всего многообразия факторов, воздействующих на все виды радиации в горах, здесь сделано немало. Особенно это касается густонаселенной территории Кавказа, где кроме наблюдений на многочисленных актинометрических станциях и экспедиционных наблюдений на ледниках и склонах гор выполнены исследования по рас-

пределению элементов радиационного баланса. Довольно подробно в настоящее время изучен радиационный режим Средней Азии в связи с его большой ролью в формировании ледникового стока, знание которого очень важно в условиях засушливого климата.

Алтае-Саянская горная область выбрана нами для изучения из-за преимущественного сосредоточения в этой части горного района ледников, от которых берут начало великие реки Сибири. Перед автором была поставлена задача — изучить роль солнечной радиации в формировании стока в свете международной гидрологической программы. Кроме этого, недостаточная изученность климата гор выдвинула настоятельную необходимость в описании радиационного климата гор на основе имеющихся сетевых и экспедиционных наблюдений, а также установленной связи элементов радиационного баланса с различными метеоэлементами.

Для решения ее использовались разные методы: обобщение материалов наблюдений сетевых станций, стационарные экспедиционные наблюдения в высокогорье и на ледниках, полустационарные (2—3 сут) и маршрутные наблюдения, расчеты радиационного баланса поверхности ледников и другие.

Был проанализирован весь справочный материал по актинометрическим станциям Алтая и Саян, а также периферийных равнинных станций. Расположение сетевых станций на равнинах и долинах на низких уровнях вдали от центров оледенений привело к необходимости специальных экспедиционных наблюдений на ледниках и прилежащих долинах. Впервые на Алтае в высокогорье эпизодические наблюдения были выполнены экспедицией П МПГ в 1933 г. Более продолжительные и более регулярные измерения радиации в течение летних сезонов начаты в 1957 г. в долине р. Актру (Северо-Чуйский хребет) экспедицией Томского университета. Не отрицая важности этих исследований, необходимо отметить, что нерегулярность и кратковременность наблюдений не позволили получить законченную характеристику радиационного климата даже одной долины Актру, не говоря о том, что наблюдения лишь в одном бассейне являются малохарактерными для всего Алтая. Как показывают наши наблюдения, даже в близкорасположенных бассейнах, но с другими морфометрическими и геоморфологическими характеристиками, имеются существенные различия в режиме радиации. Начиная с 1965 г. регулярные наблюдения за радиационным режимом ледников и приледниковых долин Катунского хребта (Аккем, Кочурла, Мульта) стали проводиться Алтайской гляциологической экспедицией Томского университета под руководством В. С. Ревякина. С 1969 г. во всех работах экспедиции принимал непосредственное участие автор. Наблюдения на ледниках и в до-

динах продолжались по 3—4 мес. С июня 1971 по июль 1972 гг. в бассейне р. Мульта были впервые в горноледниковых бассейнах Алтая проведены зимние гляциологические наблюдения, включающие и актинометрические, которые существенно расширили сведения о зимнем режиме радиации. Представление об объеме выполненных экспедицией наблюдений дает сводная таблица пунктов актинометрических наблюдений (табл. 1).

Долины, в которых были организованы наблюдения, были выбраны по ряду причин: они относятся к главным узлам оледенения и характеризуют долины как с развитыми долинными ледниками, так и с каровыми. Наблюдения в долинах, расположенных в разных частях Катунского хребта, позволяют проследить изменение как метеорологического, так и радиационного режима по мере продвижения с запада на восток.

Для проведения актинометрических наблюдений было выбрано несколько пунктов (см. табл. 1), оборудованных в соответствии с [13].

Проверка приборов проводилась 2—3 раза в течение сезона с помощью контрольных актинометров, проверенных в ЗСУГМС. Наблюдения проводились в 0 ч. 30 мин, 6 ч. 30 мин, 9 ч. 30 мин, 12 ч. 30 мин, 15 ч. 30 мин, 18 ч. 30 мин. по среднесолнечному времени. Для выяснения суточного хода составляющих радиационного баланса и подсчета часовых сумм в ясные дни проводились ежечасные наблюдения. Обычно действовали параллельно две станции: на леднике и в долине. Пункты наблюдений располагались по возможности дальше от склонов, чтобы была наименьшая закрытость горизонта. Обычно это были ровные или слабонаклоненные площадки, расположенные в наиболее характерных местах, свободных от влияния водных потоков, близких склонов и т. д. Критический и технический контроль актинометрических наблюдений проводился в ЗСУГМС.

Стационарные наблюдения дополнялись большим количеством кратковременных эпизодических (1—3 сут) наблюдений на склонах разной экспозиции, крутизны, высоты, в разных условиях рельефа, подстилающей поверхности, чтобы получить более полное представление о распределении различных элементов радиационного баланса. Кроме того, в течение ряда летних сезонов и одного полного года были проведены исследования проникновения интегральной солнечной радиации в разные виды снега и фирна [11].

Высота пунктов наблюдений определялась с помощью самолетного высотомера и крупномасштабных топографических карт, закрытость горизонта — с помощью теодолита, горного компаса или эклиметров.

Для анализа и расчетов использованы справочные мате-

Пункты экспедиционных исследований

| Пункты | Характеристика окружающей местности | Высота над уровнем моря, м | Период наблюдений |
|----------------|--|----------------------------|---|
| Озеро | Галечниковая пойма Верхнего Аккемского озера Площадка ровная | 2100 | VIII 1965 г. |
| Кочурла | Поросшая травой пойма р. Кочурла | 1900 | VI—VIII 1966 г. |
| Ледник внча | Родзе- Центральное поле ледника, изрезанное эрозийными рытвинами | 2550 | V—IX 1968 г. |
| Мульта I | Поляна в долине р. Мульты | 1750 | VI—IX 1970 г. VI 1971 г. V 1972 г. VI—VIII 1973 г. |
| Мульта II | Фирновое поле ледника Томич | 2500 | VI—VIII 1969 г. VI—IX 1970 г. |
| Мульта II' | Конец ледника Томич | 2350 | VI—IX 1971 г. VI—VIII 1972 г. VI—VIII 1973 г. |
| Аккем—озеро | Травянистый пологий склон левого берега Нижнего Аккемского озера | 2050 | VI—VIII 1974 г. |
| Аккем—ледник | Центральная часть ледникового языка ледника Родзевича у правого борта | 2600 | VI—VIII 1974 г. VI—VII 1975 г. |

риалы по климату СССР [15], ежемесячники по солнечной радиации и радиационному балансу, фондовый материал из ЗСУГМС, данные экспедиционных наблюдений в течение 10-летних сезонов в горноледниковых бассейнах (1966—1975 гг.).

Материалы актинометрических наблюдений находятся в фондах ЗСУГМС (ежегодные отчеты экспедиции) и частично опубликованы автором [11, 12].

В процессе работы автор неоднократно получал ценные указания и консультации у О. А. Дроздова, Б. П. Кароль, Г. И. Мосоловой, П. П. Арапова, И. И. Борзенковой, за что всем им выражает искреннюю признательность и благодарность. Автор глубоко признателен сотрудникам кафедры климатологии Ленинградского университета, принявшим участие в обсуждении публикуемой работы, написанной под руководством О. А. Дроздова и В. С. Ревякина.

Краткая характеристика района исследований

Алтай является западной оконечностью мощного пояса гор Южной Сибири, возникшего в результате тектонических процессов кайнозоя, когда огромным сводом, разорванным на отдельные блоки, он был приподнят на современную высоту. В строении поверхности Алтая имеют место следующие закономерности. Преобладание двух направлений в простирании хребтов — широтного и северо-западного; асимметрия склонов — северо-западные и западные склоны горных дуг крутые, юго-западные и южные — пологие; ступенчатость горной системы, выражающаяся в смене низкогорий среднегорьями, а затем и высокогорьями [12].

Эти орографические особенности Алтая определяются его тектонической структурой, выраженной в асимметрии сводово-глыбового поднятия. Замеченные закономерности и позволяют разделить Алтай на отдельные районы — Южный, Восточный, Центральный, Северо-Западный и Северо-Восточный [3].

Наиболее значительные площади высокогорья сосредоточены в хребтах Центрального и Юго-Восточного Алтая (Катунский, Южно-Чуйский, Северо-Чуйский и другие). Отличительной чертой высокогорного альпийского типа рельефа является повсеместное распространение ледниковых форм рельефа — каров, цирков, трогов. Целые группы каров, врезанных в склоны хребтов Центрального Алтая, представляют орографическую базу современного оледенения. Краины высоких хребтов и современное приледниковье заняты большим числом снежников. Наиболее распространенной формой рельефа, определяющей морфологию оледенения Алтая, является кар. Верховья горных рек обычно связаны с системой нескольких каров, образующих близ осевой части хребтов расширенные полузамкнутые горноледниковые бассейны. Наиболее высоким и расчлененным среди высокогорных хребтов Алтая является Катунский. Низкое положение местных бази-

сов денудации определило глубокое расчленение и большую крутизну склонов долин. Максимальных значений (1000—1500 м) глубина вреза достигает в центральной части хребта близ массива Белухи, где крутостенные кары и цирки слиты в сплошной ряд и образуют своеобразную приступку, занятую фирновыми полями ледников. На юго-востоке Алтая, где базисы эрозии расположены выше, склоны долин высокогорья более пологи, а глубина расчленения несколько меньше. Рельеф с ледниковой скульптурой развит и в среднегорных хребтах, где с ним связаны снежники и небольшие ледники. Кары здесь встречаются преимущественно на северных и северо-восточных склонах. Чем меньше высоты, тем более пологими становятся склоны в альпийской зоне, однако гляциальные формы рельефа, как это можно видеть, например, в Холзунском хребте, остаются довольно свежими — имеют крутые и изрезанные стенки.

Наблюдения были организованы в горноледниковых бассейнах рр. Аккем и Мульта в наиболее высоком в Алтае-Саянской горной области Катунском хребте, расположенных на северном склоне. В одном из них — бассейне р. Мульта, имеются ледники, относящиеся к каровому типу, наиболее распространенному на Алтае, и отражающие своим существованием наличие определенной разновидности горных климатов и их распространение, во втором — Аккем, имеются ледники, максимально развитые при современном состоянии климата и рельефа, отражающие оптимум принципа соответствия [19] климата, рельефа и оледенения в пределах горной страны. Кроме этого, в Аккеме имеется гидрометеорологический репер, позволяющий проводить к нему результаты экспедиционных наблюдений. Расположение бассейнов в системе хребта соответствует изменению климата от окраинных к внутренним районам: бассейн р. Мульта оказывается по условиям климата ближе к окраинным, западным районам, а р. Аккем — к внутренним.

Бассейн р. Мульта расположен в западной сниженной части Катунского хребта. Длина реки составляет 35 км. Истоки ее находятся на высоте 2350—2400 м, устье — 900 м, что определяет большое падение русла — 43 м/км. Средняя глубина расчленения в бассейне составляет 700 м, в истоках она значительно больше — 900—1100 м. Для бассейна характерна ступенчатость склонов, связанная с ярусностью рельефообразования, обеспечивающая накопление снега на приступках. В верхней части бассейн р. Мульта состоит из нескольких расширенных вместилищ с системой хорошо развитых каров. Кары с ледниками расположены довольно высоко над дном основной долины и хорошо заполнены фирном и льдом. Кончаются ледники на высоте 2250—2350 м. Всего в бассейне р. Мульта отмечено 26 ледников с площадью 14,3 км². Экс-

понированы ледники преимущественно на север и северо-восток. Основной объем работ в бассейне выполнен в центральном истоке р. Мульты с площадью водосбора 17,9 км², а наиболее детальный — в экспериментальном бассейне (элементарном) р. Томичка (3,8 км²) и леднике Томич (1,6 км²). Бассейн р. Томичка ориентирован на северо-восток и расположен в высотном диапазоне от 1750 до 2950 м. Ледник Томич занимает двухкамерный цирк. Фирновая линия проходит на высоте 2550—2600 м.

Бассейн р. Аккем принадлежит к центральной, наиболее высокой части Катунского хребта, Центральный гребень массива Белухи вытянут в субширотном направлении и имеет среднюю высоту 4000 м. Северный склон массива высок и крут. Аккемская «стена», замыкающая бассейн с юга, имеет высоту от 900 до 1300 м и является местом постоянных фирново-ледяных обвалов и снежных лавин [1]. Долина р. Аккем на протяжении первых 15 км ориентирована в направлении ЮЮВ—ССЗ и расположена в высотном диапазоне 2050—4506 м. Следовательно, среднее падение долины составляет более 160 м/км. При учете большой крутизны тыловой части бассейна вся расположенная ниже часть долины оказывается относительно пологой (около 30 м/км). Р. Аккем вытекает из ледника Родзевича на высоте 2200 м, принимает слева притоки Аююк и Жеме, а справа — Караюк. Долины притоков «висят» по отношению к главной долине. Моренные валы, относящиеся к середине XIX в., подпруживают Верхнее Аккемское озеро, а морена Аккемской стадии — Нижнее Аккемское. В расширенной, четко морфологически обособленной части бассейна залегают 17 ледников площадью 20,8 км². Главным из них является ледник Родзевича (10,4 км²), связанный с северным склоном массива Белухи. Основная часть его вместилища представляет обширный цирк, длина стен которого по гребню составляет почти 7 км. Днище цирка ограничено довольно четко на высоте 3000—3200 м и имеет общий уклон на северо-восток. После слияния потоков льда, формирующихся в цирке, ледник Родзевича поворачивает на северо-запад и крутым ледопадом опускается в нижнюю часть долины. Имея дальше северное простираение, он принимает слева три притока и оканчивается на высоте 2200 м узким клинообразным языком, правая часть которого закрыта моренными отложениями. Другие ледники бассейна относятся к типу карово-долинных, висяче-каровых и каровых и ориентированы преимущественно к северу.

Основными климатообразующими факторами, как известно, являются солнечная радиация, циркуляция атмосферы и особенности подстилающей поверхности. Расположенный на 48—53° с. ш., Алтай характеризуется значительной высотой солнца в летнее время (60—66°) и длинным днем (до 17 ч),

что обуславливает значительные дневные суммы солнечной радиации. В зимнее время (высота солнца $13-19^\circ$) приток радиационной энергии значительно меньше. Возможные годовые суммы прямой радиации достигают $120-140$ ккал/см² с максимумом в июне. При действительных условиях облачности приход прямой радиации равен $60-85$ ккал/см². Рассеянная радиация в $1,5-1,7$ раза меньше прямой. Поступающая радиация больше всего отражается от снега (альbedo равно $40-90\%$). Скалы, лес, болота, луга отражают не более $10-25\%$, лед — от 10 до 35% , фирн — от 30 до 50% . Радиационный баланс составляет $30-40\%$ от суммарной радиации и равен $40-50$ ккал/см².

Совместное проявление западного переноса воздушных масс в умеренных широтах северного полушария, влияния континента и особенностей рельефа создают неповторимость циркуляционного режима над Алтаем, связанного в значительной степени с циркуляцией атмосферы над Западной Сибирью. Открытость территории Западной Сибири к Северному Ледовитому океану и районам Казахстана и Средней Азии дает возможность проникать сюда арктическим и тропическим воздушным массам и создавать контрастные высотные фронтальные зоны. В условиях господствующего зонального переноса воздушных масс интенсивный антициклонез над Среднесибирским плоскогорьем приводит к замедлению скорости и изменению траекторий движения циклонов с восточного на северо-восточное. Часть циклонов при этом стационарирует и развивается в пределах территории Западной Сибири. Влияние континента сказывается в усилении антициклоничности на юге Западной Сибири. В горах континентальность климата уменьшается, так как в связи с обострением фронтов циклонов увеличивается увлажнение и смягчается суровость зимы. В западных районах Алтая климат менее континентален, чем на равнинах; однако в восточных районах, где высокие горные плато чередуются с сухими межгорными котловинами, континентальность заметно возрастает.

Отметим самые основные черты циркуляционного режима по сезонам. Зимой над Алтаем располагается область повышенного давления в виде отрога азиатского (монгольского) антициклона, обусловленного преобладанием проходящих над Алтаем антициклонов над циклонами. Скорости движения антициклонов в предгорных районах и на плоскогорьях Монголии резко замедляются — происходит их стационарирование. В это время над Алтаем преобладают юго-западные потоки воздуха, умеренно холодная погода с малым количеством осадков.

Вторжение полярных антициклонов, особенно с северо-востока, приводит к снижению температуры до $40-45^\circ$ моро-

за. Когда действие центров антициклонов ослаблено, имеет место циклоническая деятельность.

Весной и осенью над Западной Сибирью и Алтаем усиливается меридиональность процессов, вследствие чего возрастают температурные контрасты в ВФЗ, возникают циклоны из волновых возмущений на холодных фронтах и окклюзиях, наблюдается выпадение значительных осадков в горах. Эти процессы играют значительную роль в аккумуляции твердых осадков на алтайских ледниках.

Летом на южные районы Западной Сибири довольно часто оказывает влияние обширная Переднеазиатская термическая депрессия. Циклоны летом смещаются по более широтным траекториям и средние скорости их уменьшаются. Летние антициклоны менее мощны, чем зимние. Адвекция холодных воздушных масс с северо-запада, севера и северо-востока, процессы циклогенеза на арктических фронтах ведут к резкому снижению температуры и летним снегопадам в высокогорье.

Таким образом, циркуляционные условия определяют чрезвычайно неравномерное пространственно-временное увлажнение территории Алтая и наличие двух второстепенных максимумов выпадения осадков в переходные сезоны года, играющих важную роль в процессах аккумуляции снега в высокогорной зоне.

Отмеченные особенности радиационного режима и циркуляции воздуха над Алтаем в очень большой степени преломлены условиями рельефа. Соседство высоких хребтов и межгорных котловин определяет резкие климатические контрасты отдельных районов Алтая. Не менее важное влияние на особенности микро- и мезоклиматов оказывают экспозиционные различия склонов и форм рельефа по отношению к солнцу и ветру. К этому следует добавить влияние положения хребтов в системе горной области, их расчлененность, высоту и т. д., усложняющих общую картину климатов.

Температура воздуха, закономерно уменьшаясь с высотой в одних и тех же условиях рельефа, отличается большим разнообразием в реальных условиях. Особенно это касается зимнего сезона. Так, приведенные С. А. Сапожниковой [14] к высоте 1,5 км июльские температуры составляют в основном 12—13°, отличаясь не более 4°, в то время как зимой эти различия достигают 20°, изменяясь от —11 до —31°. Такие большие различия в температурах обусловлены влиянием форм рельефа. В связи с ослаблением циркуляции атмосферы застой холодного воздуха вместе с интенсивным радиационным выхолаживанием приводит к образованию «озер холода». В крутых поперечных долинах и особенно на водоразделах температура воздуха выше. Причиной этого являются фены свободной атмосферы, обусловленные отро-

гом монгольского антициклона. Кроме этого, в крутых долинах незначительно эффективное излучение, нет такого выхолаживания, как в котловинах, и нет застоя холодного воздуха. Годовые амплитуды температур в долинах с ледниками составляют 29—31°, в то время как в горных степях они увеличиваются до 38—39°. Летние температуры в горноледниковых бассейнах составляют 8—10°, зимние опускаются до —18, —21°, средние годовые изменяются от —3,0 до —5,0°.

Годовой ход упругости водяного пара в общем аналогичен годовому ходу температуры с максимумом летом (обычно в июле) и минимумом зимой (обычно в январе). Зимние значения упругости водяного пара невелики и колеблются от 0,7 до 3,0 мбар. Летом среднемесячная упругость водяного пара в горах может превышать 9,0 мбар, закономерно уменьшаясь с высотой. В горных степях она равна 8—10 мбар, в то время как в предгорных равнинах достигает 16 мбар. Средние годовые значения упругости водяного пара в межгорных котловинах равны 5,0—5,5 мбар, в долинах уменьшаются до 3,7 мбар, на водоразделах — до 3,3 мбар. Некоторые пункты по характеристикам влажности находятся в особом положении. В частности, повышенными значениями как упругости водяного пара, так и относительной влажности отличаются сильно увлажненные высокогорные долины (долина р. Мульта), а пониженными — сухие межгорные котловины юго-востока Алтая.

Облачность. Под влиянием горных хребтов наблюдается обострение атмосферных фронтов и предвосхождение воздушных масс, что приводит к увеличению облачности. Отрицательные формы рельефа внутри горных систем приводят к ее частичному размыву. В годовом ходе общей облачности существует два максимума (V—VII и X—XII) и два минимума (I и IX). Для нижней облачности характерен один летний максимум (VI—VIII) и один зимний минимум (I—II). Самые высокие месячные значения облачности наблюдаются на станции Каратюрек, характеризующей климат водоразделов. Для горных степей и межгорных котловин характерно уменьшение облачности (особенно нижней) по сравнению с количеством облаков в долинах и водоразделах. В разных горноледниковых бассейнах существует большое сходство в количестве общей облачности, но значительны различия в количестве нижней, которые возникают в большей степени зимой, чем летом.

Максимальные суммы осадков наблюдаются на западных и северо-западных передовых хребтах и в прителецком районе. Здесь метеостанции фиксируют 800—1000 мм осадков в год. С продвижением в глубь территории количество осадков постепенно уменьшается до 300—500 мм в горных сте-

пях (Уймонская, Катандинская, Канская) и до 100—200 мм в юго-восточных районах (Кош-Агач, Чаган-Узун, Кызыл-Маны, Талдура).

Одинокные высокогорные станции (Аккем, Каратюрк, Актру) из-за местных условий фиксируют меньше осадков, чем выпадает на склоны хребтов, где действительно суммы их можно оценить лишь по данным о слое стока или по снегосъемкам на ледниках. Судя по слою стока [5], среднее количество осадков в горных бассейнах довольно значительно. Так, на разных склонах горы Белухи сток равен 876 мм (Аккем), 693 мм (поселок Кочурла), 1588 мм (станция Катунь), в то время как метеостанция Аккем фиксирует 518 мм осадков. Это говорит о том, что высокогорье и особенно приосевые части хребтов отличаются большей увлажненностью по сравнению с глубокими поперечными долинами, не говоря уже о котловинах. Особенно увлажнены долины в западной части хребтов. В долине р. Мульта годовые суммы осадков изменяются от 430 на окраине Уймонской котловины до 2000 мм в ледниковой зоне. Особенно резкое увеличение осадков с высотой наблюдается внутри горноледникового бассейна.

Основной закономерностью в распределении растительности Алтая является высотная поясность. Береза располагается обычно до высот 1600—1700 м, сосна выше 700 м встречается редко, осина поднимается до 1600 м, ель — до высоты 1800—1900 м, чистые кедровники занимают высоты 1500—1700 м. Последние лиственницы исчезают на высоте 2000—2200 м, только в Юго-Восточном Алтае они достигают высоты 2450 м. В зависимости от географического положения горных хребтов верхняя граница леса проходит на высоте от 1700 до 2200 м. Нижняя граница лесного пояса на севере и западе Алтая проходит на высоте 300—500 м.

Основные формации высокогорья — субальпийские луга, развившиеся за счет лесных высокогорных лугов, альпийские луга и мохово-лишайниковые и кустарниковые тундры. По занимаемой площади среди названных формаций преобладают тундровые. Верхняя граница леса в пределах Алтая представлена обычно кедровым и кедрово-лиственничным редколесьем, реже стланиковой пихтой (западные окраины) и лиственницей (юго-восток) [8].

В общей картине современного оледенения Алтая (1501 ледник площадью 910,2 км²) можно отметить следующее [12]:

1. Основное количество ледников сосредоточено в наиболее высоких горных хребтах, занимающих окраинное и близкое к нему положение в системе хребтов Алтае-Саянской области.

2. Оледенение связано исключительно с верхним альпийским появлением гор и занимает преимущественно вогнутые формы рельефа.

3. По характеру обледенения выделяются четыре типа:

а) ледниковые узлы, по сути дела обособленные системы крупных долинных ледников, равномерно распределенных по склонам разных экспозиций (Белуха, Биш-Иирду) или приуроченных к склонам северных румбов (Южный Алтай, Южно-Чуйский хребет) и связанных с наиболее высокими точками хребтов;

б) сплошной ряд ледников вдоль северных склонов;

в) рассеянные группы малых ледников по окраинам высоких хребтов;

г) мельчайшие леднички в предельных условиях существования, в районах повышенной снежности.

Оледенение Алтая представлено всеми типами ледников, известными в других горных регионах Земли. Основная масса ледников принадлежит к категории каровых, кулуаров, висячих и присклоновых. Предельное оледенение очень тесно контактирует с поясом снежников. В целом по области заметно преобладают малые ледники (68,9% общего числа).

Основным условием существования ледников является метелевый перенос снега, отчего почти 70% их количества имеет северную или северо-восточную экспозицию, являющуюся подветренной. Приближение к району положения центра монгольского барического максимума давления сопровождается некоторым уменьшением метелевого переноса снега и снижением роли относительной экспозиции, что сказывается на изменении типов ледников. Разнообразие условий существования ледников в пределах Алтая подчеркивается высотой фирновой линии, повышающейся от 2100—2300 м в хребтах Западного Алтая до 3250—3300 м на юго-востоке области.

Средний многолетний сток с территории Алтая составляет $42 \cdot 10^9$ м³, что составляет 94% объема от годового стока р. Обь у г. Барнаула и 77% — у г. Новосибирска [3].

Большая часть рек высокогорья питается за счет таяния снега и льда и жидких осадков. Доля собственно ледникового питания в существенной мере определяется размерами оледенения. В высокогорье отмечают высокие коэффициенты стока и резкие переходы и изменение стока по сезонам. Режим стока в годовом разрезе распадается на два основных периода: холодный (X—V) и теплый (V—IX). Теплый период характеризуется весенне-летним половодьем, обусловленным таянием ледников и снежников, а порой значительными паводками от жидких осадков. Сток за теплый период составляет 90—95% годового. В холодный период он осуществляется за счет постепенного истощения запасов грунтовых вод и нередко может прекратиться совсем в связи с промерзанием реки, что приводит к образованию выше мест перехвата русла значительных наледей.

Доля ледниковых вод увеличивается по мере увеличения относительной доли оледенения в бассейне. В связи с общим повышением границы оледенения к юго-востоку Алтая, обусловленным главным образом возрастанием сухости климата, доля ледниковых вод становится более значительной.

Модули стока достигают максимальных значений (60—65 л/с·км²) в районах Западного Алтая и запада Катунского хребта.

Основные черты радиационного режима

На территории Алтае-Саянской горной области расположено шесть актинометрических станций (табл. 2): Буран, Кызыл, Хакасская, Ильчир, Кузедеево, Кош-Агач, из которых две последние имеют короткие ряды наблюдений и не занесены в справочник. Из всех станций лишь станция Ильчир

Таблица 2

Указатель станций, используемых при анализе радиационного режима

| Станция | Высота, м | С р о ч н ы е | | Продолжительность солнечного сияния |
|-------------------|-----------|-------------------------------|----------------|--|
| | | Отдельные виды радиации | Баланс | |
| Хакасская | 225 | 1955—63 | 1958—63 | 1952—63 |
| Кузедеево | 291 | 1963—64 | 1963—64 | 1951—63 |
| Буран | 409 | 1954—63 | 1959—61, 63—64 | 1954—63 |
| Кызыл | 628 | 1956—63 | 1958—63 | 1952—63 |
| Кош-Агач | 1758 | 1963—64 | 1963—64 | 1933, 35—43, 45—48 |
| Ильчир | 2083 | 1960—64 | 1960—64 | 1946, 47, 51—63 |
| Ново-Благовещенск | 125 | 1959—64 | 1959—64 | — |
| Семипалатинск | 195 | 1957—63 | 1957—63 | 1957—63 |
| Кобляково | 321 | 1955—61 | — | 1956—63 |
| Солянка | 350 | 1954—63 | 1957—63 | 1953, 55—63 |
| Хомутово | 454 | 1958—63 | 1959—64 | 1956—63 |
| Тулун | 522 | 1955—63 | 1957—63 | 1952—63 |

расположена в высокогорье в районе Тункинских белков на высоте 2083 м. Ст. Кош-Агач, также лежащая на значительной высоте, расположена в межгорной котловине — Чуйской степи, ст. Буран — в Зайсанской котловине, ст. Кызыл — в Тувинской котловине, ст. Хакасская — в Минусинской котловине, ст. Кузедеево — в Горной Шории. Радиационный режим предгорий можно характеризовать по станциям: Семипалатинск, Ново-Благовещенск, Солянка, Кобляково,

Тулун, Хомутово. Ст. Семипалатинск и Ново-Благовещенск характеризуют радиационный режим западного предгорья Алтая — юго-восток Западно-Сибирской равнины и восток Казахского мелкосопочника с высотами 100 — 200 м. Остальные станции расположены на северной и северо-восточной периферии Саян. Абсолютные отметки высот колеблются от 320 до 520 м. Положение Алтае-Саянской горной области между 56 и 48° с. ш. обуславливает некоторые различия в приходе радиации. Высота солнца в полдень на северной границе области на 8° выше, чем на южной. Кроме этого, разноширотное положение пунктов обуславливает разное время восхода и захода солнца. Так, восход солнца на северной периферии горной страны наблюдается в декабре на 42 мин позднее, а в июне на 47 мин раньше, чем на южной. Это приводит летом к удлинению продолжительности дня на 1 ч 34 мин, а зимой к сокращению на 1 ч 24 мин, что имеет некоторое значение для компенсации недостатка прихода солнечной энергии, обусловленной меньшей высотой солнца. Сведения о суточной продолжительности солнечного сияния даны в табл. 3.

Величины интенсивности прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность при ясном небе в полдень значительно изменяются в течение года, вместе с изменением высоты солнца и прозрачности атмосферы (табл. 4). В годовом ходе интенсивности в большинстве случаев наблюдается два максимума: весенний (апрель) и осенний (сентябрь), когда большой инсоляции благоприятствуют и значительная высота солнца и малое влаго- и пылесодержание атмосферы, обуславливающее высокую прозрачность атмосферы. На станциях, расположенных на западной периферии горной страны, осенний максимум не выражен или выражен очень слабо, а весенний может смещаться на март (ст. Семипалатинск). На высокогорной станции Ильчир максимумы сдвинуты на март и октябрь из-за уменьшения толщи атмосферы. В летние месяцы интенсивность прямой радиации во всех пунктах колеблется в пределах 12,0—1,30 кал/см² мин, несколько возрастая в самом южном пункте Буран до 1,34 кал/см² мин, и более значительно на ст. Ильчир и Кош-Агач (1,42—1,43 кал/см² мин).

Максимальные величины прямой солнечной радиации имеют годовой ход, аналогичный средним значениям интенсивности, но превышающий их на 0,05—0,15 кал/см² мин (табл. 5). С высотой обычно отмечается увеличение и максимальных значений прямой радиации. Приведенные данные свидетельствуют о высокой прозрачности атмосферы в высокогорье.

Прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность, имеющая большое значение для естественной поверх-

Суточная продолжительность солнечного сияния, ч

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|-------------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|
| Хакасская | 7,56 | 9,44 | 11,34 | 13,58 | 15,54 | 17,04 | 16,36 | 14,56 | 12,46 | 10,38 | 8,36 | 7,26 |
| Буран | 6,46 | 10,12 | 11,48 | 13,36 | 15,10 | 16,00 | 15,40 | 14,24 | 12,38 | 9,56 | 9,18 | 8,24 |
| Кызыл | 8,16 | 9,56 | 11,46 | 13,48 | 15,36 | 16,40 | 16,16 | 14,42 | 12,44 | 10,48 | 8,52 | 7,50 |
| Ильчир | 8,12 | 9,52 | 11,48 | 13,52 | 15,40 | 16,42 | 16,16 | 14,44 | 12,42 | 10,44 | 8,50 | 7,46 |
| Ново-Благовещенск | 8,06 | 9,50 | 11,44 | 13,52 | 15,46 | 16,52 | 16,26 | 14,48 | 12,44 | 10,42 | 8,44 | 7,40 |
| Семипалатинск | 8,28 | 10,02 | 11,48 | 13,44 | 15,26 | 16,26 | 16,02 | 14,36 | 12,42 | 10,50 | 9,00 | 8,04 |
| Кобляково | 7,26 | 9,28 | 11,44 | 14,12 | 16,24 | 17,44 | 17,10 | 15,14 | 12,48 | 10,28 | 8,12 | 6,48 |
| Солянка | 7,32 | 9,34 | 11,44 | 14,08 | 16,18 | 17,36 | 17,08 | 15,14 | 12,50 | 10,32 | 8,14 | 6,58 |
| Хомутово | 8,10 | 9,50 | 11,48 | 13,54 | 15,42 | 16,48 | 16,22 | 14,46 | 12,44 | 10,42 | 8,46 | 7,40 |
| Тулун | 7,50 | 9,40 | 11,46 | 14,02 | 16,02 | 17,14 | 16,46 | 15,00 | 12,46 | 10,36 | 8,28 | 7,16 |

Таблица 4

**Средняя интенсивность прямой солнечной радиации
на перпендикулярную поверхность в 12 ч 30 мин кал/см² мин**

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Хакасская | 0,79 | 1,02 | 1,16 | 1,27 | 1,26 | 1,25 | 1,21 | 1,23 | 1,25 | 1,17 | 1,04 | 0,71 |
| Кузедеево | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Бурани | 1,15 | 1,24 | 1,31 | 1,35 | 1,36 | 1,34 | 1,32 | 1,31 | 1,31 | 1,33 | 1,20 | 1,14 |
| Кызыл | 1,05 | 1,23 | 1,29 | 1,36 | 1,34 | 1,32 | 1,27 | 1,30 | 1,32 | 1,27 | 1,17 | 0,98 |
| Кош-Агач | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ильир | 1,33 | 1,36 | 1,45 | 1,42 | 1,43 | 1,39 | 1,38 | 1,41 | 1,42 | 1,43 | 1,30 | 1,21 |
| Ново-Благовещенск | 1,02 | 1,11 | 1,25 | 1,27 | 1,25 | 1,26 | 1,26 | 1,27 | 1,24 | 1,22 | 1,14 | 0,96 |
| Семипалатинск | 1,12 | 1,23 | 1,32 | 1,29 | 1,27 | 1,27 | 1,26 | 1,25 | 1,25 | 1,26 | 1,17 | 1,03 |
| Кобляково | 0,68 | 1,13 | 1,25 | 1,36 | 1,28 | 1,31 | 1,27 | 1,22 | 1,25 | 1,20 | 1,04 | 0,84 |
| Солянка | 1,00 | 1,15 | 1,21 | 1,32 | 1,31 | 1,28 | 1,25 | 1,25 | 1,29 | 1,26 | 1,00 | 0,89 |
| Хомутово | 1,16 | 1,22 | 1,26 | 1,29 | 1,28 | 1,26 | 1,26 | 1,26 | 1,29 | 1,23 | 1,15 | 0,98 |
| Тулун | 0,98 | 1,14 | 1,26 | 1,31 | 1,24 | 1,23 | 1,20 | 1,21 | 1,24 | 1,22 | 1,07 | 0,89 |

Средняя интенсивность прямой солнечной радиации
на горизонтальную поверхность в 12 ч 30 мин., кал/см² мин

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Хакасская | 0,21 | 0,41 | 0,66 | 0,90 | 1,02 | 1,04 | 1,02 | 0,94 | 0,77 | 0,50 | 0,32 | 0,16 |
| Кузедеево | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Буран | 0,41 | 0,61 | 0,83 | 1,05 | 1,17 | 1,20 | 1,17 | 1,07 | 0,91 | 0,73 | 0,47 | 0,36 |
| Кызыл | 0,32 | 0,51 | 0,76 | 0,99 | 1,11 | 1,15 | 1,09 | 1,02 | 0,87 | 0,74 | 0,39 | 0,25 |
| Кош-Агач | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Пильнр | 0,41 | 0,57 | 0,84 | 1,02 | 1,17 | 1,20 | 1,16 | 1,08 | 0,90 | 0,68 | 0,40 | 0,31 |
| Ново-Благовещенск | 0,28 | 0,46 | 0,72 | 0,90 | 1,02 | 1,09 | 1,06 | 0,98 | 0,79 | 0,58 | 0,36 | 0,22 |
| Семипалатинск | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Кобяково | 0,18 | 0,40 | 0,66 | 0,92 | 1,00 | 1,07 | 1,02 | 0,89 | 0,73 | 0,48 | 0,24 | 0,14 |
| Солянка | 0,22 | 0,41 | 0,64 | 0,88 | 1,03 | 1,06 | 1,00 | 0,93 | 0,77 | 0,53 | 0,26 | 0,16 |
| Хомутово | 0,34 | 0,50 | 0,72 | 0,93 | 1,06 | 1,12 | 1,07 | 0,98 | 0,85 | 0,58 | 0,41 | 0,24 |
| Тулуи | 0,25 | 0,44 | 0,68 | 0,92 | 1,04 | 1,04 | 0,99 | 0,91 | 0,77 | 0,54 | 0,30 | 0,18 |

ности, сближается с значениями прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность в полуденное время. Максимальная величина достигает в июне, когда высота солнца наибольшая (табл. 5). Средние величины прямой радиации на естественную поверхность в июне колеблются от 1,04 до 1,20 кал/см² мин. Интенсивность радиации наиболее высока в южной части рассматриваемой территории (ст. Буран), на больших высотах (ст. Ильчир), во внутренних частях горных массивов, (ст. Кызыл), вблизи оз. Байкал (ст. Хомутово). Увеличение прихода солнечной радиации в районе оз. Байкал происходит благодаря возрастанию количества ясных дней и прозрачности атмосферы. Наиболее высокие значения S отмечаются в ледниковой зоне Алтая, достигающие 1,30 кал/см² мин, а максимальные — до 1,44 кал/см² мин. В декабре полуденные значения прямой радиации уменьшаются до 0,14 — 0,36 кал/см² мин (табл. 6).

Прозрачность атмосферы на территории Алтае-Саянской горной страны довольно высока (табл. 7), выше, чем средняя прозрачность для широты 50°. Особенно велика прозрачность в высокогорье, где коэффициент ее в зимние месяцы достигает 0,830 — 0,840.

Летом прозрачность атмосферы падает и разноширотные и разновысотные различия коэффициента невелики. Максимальные значения на 0,030—0,050 превышают средние значения.

Месячные суммы радиации в значительной степени определяются продолжительностью солнечного сияния. Возможная продолжительность солнечного сияния в декабре увеличивается с 7 ч. в северных широтах Алтае-Саянской горной области до 8 ч. 24 мин. в южных широтах, а в июне падает с 17 ч. 34 мин. до 16 ч. Однако в реальных условиях облачность уменьшает возможные суммы солнечного сияния и изменяет их распределение по территории (табл. 8). Наибольшее годовое число абсолютного и относительного солнечного сияния приходится на южные и западные предгорья Алтая (ст. Буран, 2778 ч, 66%, ст. Семипалатинск, 2523 ч, 60%) и внутренние котловины (ст. Кош-Агач, 2634 ч, 59%, ст. Кызыл, 2400 ч, 57%). В других, более расчлененных участках гор, вблизи хребтов, в местах, способствующих обострению атмосферных фронтов, увеличению облачности, продолжительность солнечного сияния составляет 1800 — 2200 ч, увеличиваясь к оз. Байкал до 2250 ч. В высокогорье количество часов солнечного сияния мало отличается от таковых в более низких участках, из-за сильного развития конвективной облачности в летнее время. На продолжительность солнечного сияния в зимнее время оказывает огромное влияние монгольский антициклон, центр которого расположен южнее оз. Байкал. Поэтому в северных пунктах как абсолютная,

Таблица 6

Средние в ясные дни и максимальные величины прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность (S) в 12 ч. 30 мин., кал/см² мин

| Станция | Величина | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|----------|--------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Мульга I | Средняя | 1,32 | 1,53 | 1,50 | 1,34 | 1,40 | 1,42 | 1,41 | 1,42 | 1,42 | 1,43 | 1,35 | — |
| | Максимальная | 1,44 | 1,59 | 1,56 | 1,59 | 1,55 | 1,45 | 1,49 | 1,48 | 1,47 | 1,49 | 1,45 | — |
| Кош-Агач | Средняя | 1,26 | 1,36 | 1,41 | 1,42 | 1,42 | 1,42 | 1,38 | 1,40 | 1,40 | 1,37 | 1,29 | 1,21 |
| | Максимальная | 1,37 | 1,44 | 1,49 | 1,53 | 1,49 | 1,48 | 1,45 | 1,46 | 1,52 | 1,46 | 1,41 | 1,30 |

Таблица 7

Коэффициент прозрачности атмосферы (P), приведенный к массе 2 при солнечной постоянной 1,98 кал/см² мин

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Мульга I | 0,829 | 0,838 | 0,831 | 0,773 | 0,741 | 0,779 | 0,778 | 0,785 | 0,804 | 0,829 | 0,844 | — |
| Хомутово | 0,822 | 0,797 | 0,779 | 0,764 | 0,751 | 0,752 | 0,750 | 0,760 | 0,792 | 0,799 | 0,818 | 0,806 |
| Хужир | 0,829 | 0,808 | 0,795 | 0,786 | 0,773 | 0,776 | 0,760 | 0,780 | 0,801 | 0,768 | 0,823 | 0,831 |
| Ильчир | 0,842 | 0,814 | 0,814 | 0,786 | 0,780 | 0,769 | 0,760 | 0,782 | 0,805 | 0,822 | 0,826 | 0,836 |
| Рф=50° | 0,805 | 0,791 | 0,800 | 0,759 | 0,754 | 0,744 | 0,757 | 0,763 | 0,766 | 0,785 | 0,809 | — |

Таблица 8

Действительная (S_n , ч.) и относительная $\frac{S_n}{S_0}$ (%) продолжительность солнечного сияния

| Станция | Солнечное сияние | | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|---------------|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|
| | 2 | 3 | | | | | | | | | | | | | |
| Хакасская | 70 | 115 | 182 | 201 | 238 | 272 | 279 | 253 | 182 | 121 | 68 | 49 | 2031 | | |
| | 32 | 47 | 53 | 51 | 51 | 56 | 58 | 58 | 51 | 40 | 29 | 24 | 49 | | |
| Кузедеево | 80 | 96 | 169 | 174 | 230 | 249 | 262 | 220 | 157 | 93 | 56 | 50 | 1836 | | |
| | 37 | 39 | 50 | 45 | 53 | 56 | 57 | 52 | 48 | 29 | 24 | 25 | 41 | | |
| Буран | 139 | 150 | 205 | 261 | 327 | 331 | 343 | 329 | 269 | 194 | 124 | 106 | 2778 | | |
| | 55 | 57 | 59 | 65 | 72 | 72 | 74 | 77 | 74 | 61 | 48 | 45 | 66 | | |
| Кызыл | 100 | 140 | 213 | 240 | 280 | 277 | 289 | 274 | 237 | 174 | 102 | 74 | 2400 | | |
| | 44 | 55 | 62 | 61 | 61 | 59 | 61 | 63 | 64 | 55 | 41 | 34 | 57 | | |
| Кош-Агач | 133 | 157 | 230 | 263 | 297 | 293 | 289 | 283 | 245 | 203 | 135 | 106 | 2634 | | |
| | 51 | 58 | 66 | 65 | 64 | 63 | 60 | 65 | 67 | 63 | 49 | 40 | 59 | | |
| Гильчир | 136 | 156 | 224 | 219 | 243 | 223 | 210 | 216 | 190 | 163 | 139 | 120 | 2240 | | |
| | 57 | 61 | 66 | 56 | 54 | 50 | 47 | 49 | 54 | 54 | 56 | 54 | 54 | | |
| | (53) | (57) | (61) | (53) | (50) | (45) | (43) | (47) | (50) | (49) | (53) | (50) | (50) | | |
| Сечипалатинск | 113 | 137 | 197 | 238 | 302 | 314 | 321 | 305 | 251 | 153 | 103 | 89 | 2523 | | |
| | 45 | 53 | 57 | 61 | 67 | 67 | 68 | 71 | 72 | 48 | 40 | 38 | 60 | | |

Продолжение табл. 8

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|-----------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|------|----|
| Кобляково | 65 | 98 | 187 | 191 | 221 | 265 | 264 | 208 | 148 | 83 | 56 | 41 | 1827 | |
| | 33 | 41 | 56 | 48 | 47 | 54 | 54 | 49 | 42 | 29 | 27 | 24 | 45 | |
| Солянка | 67 | 99 | 172 | 183 | 220 | 282 | 293 | 234 | 165 | 109 | 53 | 40 | 1917 | |
| | 32 | 42 | 51 | 46 | 47 | 58 | 61 | 53 | 45 | 37 | 24 | 21 | 46 | |
| Хомутово | 102 | 142 | 216 | 143 | 165 | 265 | 254 | 226 | 204 | 161 | 108 | 73 | 2259 | |
| | 43 | 55 | 62 | 61 | 57 | 55 | 53 | 52 | 51 | 51 | 44 | 33 | 53 | |
| Тулун | 88 | 117 | 203 | 216 | 256 | 264 | 273 | 214 | 190 | 121 | 71 | 55 | 2098 | |
| | 41 | 47 | 59 | 54 | 55 | 54 | 56 | 56 | 52 | 40 | 31 | 27 | 50 | |

так и относительная продолжительность солнечного сияния уменьшаются до 1800—1850 ч. (40—45%).

Годовой ход относительной продолжительности солнечного сияния очень разнообразен в разных пунктах. Можно выделить пункты одним с летне-осенним максимумом и зимним минимумом (Буран, Семипалатинск), с одним ранневесенним максимумом и зимним минимумом (Хомутово). Однако большая часть станции имеет два максимума и два минимума. В основном главный максимум наблюдается в июле-сентябре, а главный минимум в ноябре-декабре. Слабее выражен максимум в марте (ст. Хакасская, Кузедеево, Кызыл, Солянка, Тулун). В особых условиях находятся ст. Кош-Агач, где мартовский и сентябрьский максимумы выражены в одинаковой степени, и ст. Ильчир, где основной максимум наблюдается в марте, а минимум — в июле; ст. Кобляково, где основной максимум также наблюдается в марте, но основной минимум остается в декабре. Чем ближе к центру монгольского антициклона, тем менее выражен зимний минимум относительной продолжительности солнечного сияния. На ст. Ильчир этот минимум равен 54%, в то время как на большинстве станций — 20—40%.

Приход прямой солнечной радиации в значительной мере определяется распределением облачности, продолжительности солнечного сияния, прозрачности атмосферы. Годовые суммы прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность колеблются в больших пределах: от 80—100 ккал/см² на северных предгорьях Саян до 160 ккал/см² в южных предгорьях Алтая, что составляет соответственно 35—40% и 60% от возможного прихода (табл. 9).

На горизонтальную поверхность поступает лишь 50—54% от прямой радиации на перпендикулярную поверхность (табл. 10). Годовые суммы прямой радиации в пределах Алтае-Саянской горной области колеблются от 42 до 88 ккал/см², т.е. в очень больших пределах. Наибольшие суммы наблюдаются в Зайсанской котловине (ст. Буран), наименьшие — в северных предгорьях Саян. В высокогорных степях (ст. Кош-Агач) также наблюдаются высокие суммы прямой радиации, хотя и меньше, чем в южных предгорьях Алтая. На высокогорных станциях, расположенных в условиях альпийского рельефа, приход прямой радиации составляет 63—64 ккал/см² из-за значительного ослабления радиации летом развитой облачностью (табл. 10). Даже на западных предгорных участках годовая сумма прямой радиации составляет 65—75 ккал/см². Эти станции находятся летом под влиянием среднеазиатской термической депрессии, поэтому летний максимум прямой радиации выражен очень хорошо. Сравнительно большой приход прямой радиации наблюдается на ст. Кызыл, расположенной в Тувинской котловине во

Таблица 9

Месячные и годовые суммы прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность, ккал/см²

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-------------------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-------|
| Хакасская | 3,3 | 5,7 | 10,5 | 10,0 | 12,2 | 13,8 | 14,2 | 12,8 | 8,8 | 6,3 | 3,5 | 2,3 | 103,2 |
| Кузедеево | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Буран | 6,1 | 9,6 | 13,1 | 15,6 | 18,3 | 19,1 | 18,8 | 18,1 | 16,2 | 12,0 | 7,3 | 5,4 | 161,6 |
| Кызыл | 4,9 | 8,0 | 13,1 | 13,1 | 15,6 | 14,4 | 14,9 | 15,0 | 13,5 | 9,4 | 5,5 | 3,3 | 130,7 |
| Кош-Агач | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ильчир | 8,8 | 11,9 | 15,0 | 14,0 | 13,7 | 10,3 | 11,3 | 11,4 | 12,2 | 11,3 | 7,5 | 4,9 | 132,3 |
| Ново-Благовещенск | 4,5 | 7,4 | 10,7 | 12,4 | 16,6 | 17,0 | 17,2 | 13,0 | 11,3 | 5,2 | 4,1 | 3,1 | 122,5 |
| Семипалатинск | 5,8 | 8,9 | 12,3 | 13,9 | 16,9 | 17,1 | 16,3 | 15,4 | 13,4 | 8,5 | 5,9 | 4,2 | 138,6 |
| Кобляково | 2,5 | 4,9 | 9,2 | 9,0 | 11,1 | 11,5 | 12,9 | 9,2 | 6,8 | 3,2 | 2,5 | 1,9 | 84,7 |
| Солянка | 3,5 | 5,2 | 10,2 | 9,3 | 10,9 | 14,8 | 14,3 | 11,5 | 8,4 | 5,6 | 2,7 | 1,8 | 98,2 |
| Хомутово | 5,0 | 8,1 | 12,5 | 11,7 | 12,8 | 13,7 | 13,0 | 11,6 | 11,2 | 8,4 | 5,7 | 3,7 | 117,4 |
| Тулун | 4,1 | 6,6 | 10,5 | 9,2 | 12,2 | 12,8 | 12,7 | 11,5 | 8,8 | 6,4 | 4,0 | 2,8 | 101,6 |

Месячные и годовые суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность, ккал/см²

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-------------------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|------|
| Хакасская | 0,8 | 1,8 | 4,4 | 5,4 | 7,5 | 8,9 | 9,0 | 7,4 | 4,2 | 2,2 | 0,9 | 0,5 | 53,0 |
| Кузедеево | 1,0 | 2,0 | 3,0 | 6,5 | 8,5 | 9,6 | 9,7 | 6,0 | 4,4 | 2,0 | 0,5 | 0,4 | 53,6 |
| Буран | 2,2 | 3,5 | 6,3 | 9,2 | 12,0 | 13,0 | 12,6 | 11,3 | 8,6 | 5,0 | 2,2 | 1,3 | 87,2 |
| Кзыл | 1,2 | 2,6 | 5,8 | 7,3 | 9,8 | 9,5 | 9,7 | 8,9 | 6,7 | 3,5 | 1,4 | 0,8 | 67,2 |
| Кш Кош-Агач | 2,2 | 3,9 | 6,8 | 9,2 | 11,6 | 12,6 | 10,9 | 10,3 | 8,2 | 5,1 | 2,2 | 1,1 | 84,1 |
| Ильчир | 2,2 | 3,8 | 6,6 | 7,8 | 8,6 | 6,8 | 7,4 | 6,8 | 6,0 | 4,2 | 1,8 | 1,1 | 63,0 |
| Ново-Благовещенск | 1,0 | 2,4 | 4,9 | 7,1 | 10,1 | 10,9 | 11,0 | 7,6 | 5,6 | 1,9 | 1,1 | 0,7 | 64,3 |
| Семипалатинск | 1,7 | 3,0 | 5,6 | 7,9 | 10,8 | 11,4 | 10,7 | 9,3 | 6,8 | 3,3 | 1,6 | 1,1 | 73,2 |
| Кобляково | 0,5 | 1,5 | 4,1 | 4,6 | 6,5 | 7,2 | 7,9 | 5,0 | 3,0 | 1,0 | 0,6 | 0,2 | 42,1 |
| Солянка | 0,6 | 1,5 | 4,0 | 4,8 | 6,5 | 9,3 | 8,8 | 6,4 | 3,8 | 1,8 | 0,7 | 0,3 | 48,5 |
| Хомутово | 1,2 | 2,5 | 5,5 | 6,4 | 8,0 | 9,0 | 8,4 | 6,8 | 5,5 | 3,1 | 1,4 | 0,8 | 58,6 |
| Тулун | 0,9 | 1,9 | 4,2 | 4,9 | 7,3 | 8,0 | 7,9 | 6,4 | 4,1 | 2,2 | 0,9 | 0,6 | 49,3 |

внутренней сухой и сравнительно южной части горного массива.

Потоки рассеянной радиации, как и прямой, в значительной степени определяются облачностью. Однако увеличение облачности чаще всего приводит к увеличению интенсивности рассеянной радиации, что в некоторой степени компенсирует ослабление облачностью прямой радиации. Известно, что рассеянная радиация увеличивается с увеличением облачности до 7—8 баллов, а затем уменьшается. На больших высотах, как и в высоких широтах, наибольшие величины D наблюдаются при 9—10-балльной облачности из-за уменьшения мощности облаков. Обычно максимальные величины в высокогорье не превышают $0,90$ ккал/см² мин. Они наблюдаются при открытом диске солнца и облачности 7—10 баллов. Средние полуденные значения рассеянной радиации в летние месяцы колеблются в пределах $0,30$ — $0,35$ ккал/см² мин, достигая в высокогорье на ледниках $0,40$ — $0,42$ ккал/см² мин. и уменьшаясь в узких горных долинах до $0,20$ — $0,35$ ккал/см² мин.

При безоблачном небе приток солнечной радиации незначителен из-за высокой прозрачности атмосферы и в целом уменьшается с высотой. Если на низинных станциях величина рассеянной радиации составляет $0,13$ — $0,16$ ккал/см² мин, увеличиваясь до $0,14$ — $0,20$ ккал/см² мин на западной окраине, то на ст. Ильчир эти величины равны $0,12$ — $0,13$ ккал/см² мин.

Годовые суммы рассеянной радиации изменяются от 46 — 47 ккал/см² в западной и южной частях Алтая и у оз. Байкал до 56 ккал/см² на высокогорной ст. Ильчир. В узких горных долинах сумма рассеянной радиации снижается до 37 ккал/см² из-за закрытости горизонта и частых случаев пасмурной погоды. Таким образом, распределение рассеянной радиации очень сложное и трудно найти общие закономерности изменения ее с широтой, высотой и долготой.

Наибольшие месячные суммы рассеянной радиации наблюдаются в мае-июле и составляют $5,5$ — $7,1$ ккал/см², увеличиваясь в высокогорье до $7,8$ ккал/см² (табл. 11).

Годовое количество суммарной радиации распределяется аналогично распределению прямой радиации (табл. 12), так как она более дифференцируется по территории, чем рассеянная. Так, различия в годовых суммах на всех станциях для прямой радиации составляет $45,1$ ккал/см², для рассеянной — $9,2$ ккал/см². Прямая солнечная радиация в годовом итоге превышает рассеянную и составляет 52 — 65% от суммарной радиации. Однако уже в северных предгорьях Саян это отношение равно 47 — 50% , увеличиваясь до 55% у Байкала. Западной окраины горной системы приход прямой радиации равен 58 — 59% (табл. 13). В зимние

Месячные и годовые суммы рассеянной радиации, ккал/см²

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IV | X | XI | XII | Год |
|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| Хакасская | 1,4 | 2,4 | 4,5 | 5,9 | 7,1 | 6,5 | 6,7 | 5,5 | 4,2 | 2,8 | 1,6 | 1,1 | 49,7 |
| Кузедеево | 1,4 | 2,6 | 5,2 | 6,4 | 6,3 | 6,5 | 6,0 | 5,6 | 3,7 | 2,5 | 1,7 | 1,2 | 49,1 |
| Буран | 2,2 | 3,3 | 4,6 | 4,8 | 5,7 | 5,5 | 5,6 | 4,7 | 3,3 | 2,7 | 2,4 | 2,0 | 16,8 |
| Кызыл | 2,2 | 3,2 | 5,4 | 6,0 | 6,0 | 6,0 | 6,6 | 5,0 | 3,6 | 3,1 | 2,3 | 1,7 | 51,7 |
| Кош-Агач | 2,1 | 3,3 | 5,6 | 6,0 | 6,6 | 5,8 | 6,3 | 5,1 | 3,8 | 3,1 | 2,3 | 2,0 | 52,0 |
| Ильчир | 1,8 | 2,7 | 5,0 | 7,3 | 7,8 | 7,5 | 6,8 | 5,4 | 4,1 | 3,4 | 2,4 | 1,7 | 55,9 |
| Ново-Благовещенск | 1,7 | 2,7 | 4,6 | 5,2 | 6,0 | 6,0 | 6,1 | 5,4 | 3,3 | 2,8 | 1,6 | 1,2 | 46,6 |
| Семипалатинск | 2,2 | 3,0 | 5,1 | 5,6 | 6,3 | 6,0 | 6,2 | 5,7 | 4,0 | 2,9 | 2,0 | 1,7 | 50,7 |
| Кобляково | 1,1 | 2,0 | 3,9 | 5,6 | 6,8 | 6,7 | 6,9 | 5,4 | 3,6 | 2,4 | 1,4 | 0,9 | 46,7 |
| Солянка | 1,3 | 2,6 | 4,9 | 6,1 | 7,1 | 6,8 | 6,9 | 5,6 | 3,7 | 2,8 | 1,5 | 0,9 | 50,2 |
| Хомутово | 1,7 | 2,6 | 4,3 | 5,8 | 6,4 | 6,0 | 6,0 | 4,8 | 3,5 | 2,7 | 1,9 | 1,4 | 47,1 |
| Тулун | 1,5 | 2,5 | 4,9 | 5,0 | 6,7 | 6,7 | 6,8 | 5,2 | 3,9 | 2,7 | 1,6 | 1,0 | 49,4 |

Таблица 12

Месячные и годовые суммы суммарной радиации, ккал/см²

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-------------------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-------|
| Хакасская | 2,2 | 4,2 | 8,9 | 11,3 | 14,6 | 15,4 | 15,7 | 12,9 | 8,4 | 5,0 | 2,5 | 1,6 | 102,7 |
| Кузедеево | 2,5 | 4,6 | 8,2 | 12,8 | 14,8 | 16,2 | 15,8 | 11,6 | 8,1 | 4,5 | 2,3 | 1,6 | 103,0 |
| Буран | 4,4 | 6,8 | 10,9 | 14,0 | 17,7 | 18,5 | 18,2 | 16,0 | 11,9 | 7,7 | 4,6 | 3,3 | 134,0 |
| Кызыл | 3,4 | 5,8 | 11,2 | 13,3 | 15,8 | 16,1 | 16,3 | 13,9 | 10,3 | 6,6 | 3,7 | 2,5 | 118,9 |
| Кош-Агач | 4,2 | 7,2 | 12,4 | 15,2 | 18,2 | 18,4 | 18,2 | 15,4 | 12,0 | 8,3 | 4,5 | 3,1 | 136,1 |
| Ильчир | 4,0 | 6,5 | 11,6 | 15,1 | 16,4 | 14,3 | 14,1 | 12,2 | 10,1 | 7,6 | 4,2 | 2,8 | 118,9 |
| Ново-Благовещенск | 2,7 | 5,1 | 9,5 | 12,6 | 16,1 | 16,9 | 17,1 | 13,0 | 8,9 | 4,7 | 2,7 | 1,9 | 110,9 |
| Семпалатинск | 3,9 | 6,0 | 10,7 | 13,5 | 17,1 | 17,4 | 16,9 | 15,0 | 10,8 | 6,2 | 3,6 | 2,8 | 123,9 |
| Кобяково | 1,6 | 3,5 | 8,0 | 10,2 | 13,3 | 13,9 | 14,8 | 10,4 | 6,6 | 3,4 | 2,0 | 1,1 | 88,8 |
| Солянка | 1,9 | 4,1 | 8,9 | 10,9 | 13,6 | 16,1 | 15,7 | 12,0 | 7,5 | 4,6 | 2,2 | 1,2 | 98,7 |
| Хомутово | 2,9 | 5,1 | 9,8 | 12,2 | 14,4 | 15,0 | 14,4 | 11,6 | 9,0 | 5,8 | 3,3 | 2,2 | 105,7 |
| Тулун | 2,4 | 4,4 | 9,1 | 10,8 | 14,0 | 14,7 | 14,7 | 11,6 | 8,0 | 4,9 | 2,5 | 1,6 | 98,7 |

Отношение месячных сумм прямой радиации на горизонтальную поверхность к суммарной, %

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-------------------|----|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|-----|
| Хакасская | 36 | 43 | 49 | 48 | 51 | 58 | 57 | 57 | 50 | 44 | 36 | 31 | 52 |
| Кузедеево | 40 | 48 | 37 | 51 | 57 | 59 | 61 | 52 | 54 | 44 | 22 | 25 | 52 |
| Буран | 50 | 51 | 58 | 66 | 68 | 70 | 69 | 71 | 72 | 55 | 48 | 39 | 65 |
| Кзыл | 35 | 45 | 52 | 55 | 62 | 59 | 60 | 64 | 65 | 53 | 38 | 32 | 57 |
| Кош-Агач | 52 | 54 | 55 | 60 | 64 | 68 | 63 | 67 | 77 | 61 | 49 | 36 | 62 |
| Ильчир | 55 | 58 | 57 | 52 | 52 | 48 | 52 | 56 | 59 | 55 | 43 | 39 | 53 |
| Ново-Благовещенск | 37 | 47 | 52 | 58 | 63 | 64 | 64 | 58 | 63 | 40 | 41 | 37 | 58 |
| Семипалатинск | 44 | 50 | 52 | 59 | 63 | 66 | 63 | 62 | 63 | 53 | 44 | 39 | 59 |
| Кобляково | 31 | 43 | 51 | 45 | 49 | 52 | 53 | 48 | 46 | 29 | 30 | 18 | 47 |
| Солянка | 35 | 37 | 45 | 44 | 48 | 58 | 56 | 53 | 51 | 39 | 32 | 25 | 49 |
| Хомутово | 41 | 49 | 57 | 52 | 57 | 59 | 60 | 60 | 62 | 55 | 42 | 36 | 65 |
| Тулун | 38 | 43 | 52 | 46 | 52 | 57 | 54 | 55 | 50 | 45 | 36 | 38 | 50 |

месяцы обычно рассеянная радиация преобладает, кроме высокогорных станций, где рассеянная радиация мала в условиях господства монгольского антициклона. Летом преобладает прямая радиация, достигающая 60—70% от суммарного притока на западных предгорьях, внутренних котловинах, высоких степях, но уменьшающаяся до 50—55% вблизи хребтов и очагов оледенений из-за сильного развития облачности.

Большое количество суммарной радиации приходится на ст. Буран — 134 ккал/см², однако максимум суммарной радиации наблюдается на ст. Кош-Агач, где действуют многие благоприятные факторы: большая высота, облачность, увеличивающая приток рассеянной радиации, но мало ослабляющая прямую. Значительная летняя облачность в ледниковой зоне снижает приток коротковолновой радиации до 119 ккал/см², а в узких долинах, где суммарный приход равен 101 ккал/см², кроме облачности некоторую роль играет и закрытость горизонта.

Таким образом, распределение суммарной радиации зависит от высоты пункта и формы рельефа. Кроме этого, происходит возрастание радиации на западных и южных предгорьях Алтая до 110—130 ккал/см² и уменьшение ее на северных предгорьях до 90—100 ккал/см². Довольно высокие значения зафиксированы и во внутренних частях горной страны.

Основное поступление коротковолновой радиации происходит летом (по 15—18 ккал/см²), а в декабре уменьшается до 1—3 ккал/см². На рис. 1 представлен годовой ход суммарной радиации и ее составляющих на некоторых станциях. Если на ст. Кузедеево (Горная Шория) приход прямой радиации примерно одинаков, то на ст. Буран (юг Алтая) суммарная радиация определяется в большей части прямой радиацией.

Количество радиации, которое поступает в действительных условиях в разные пункты горной страны, колеблется от 70 до 80% от возможного (табл. 14). К северу от Саян приход радиации понижается до 65—70%. На большинстве станций максимальный процент возможной радиации (80—90%) наблюдается в марте, минимальный (60—70%) — в осенне-зимний период. На ст. Ильчир лучше всего выражен летний минимум этого отношения.

Часть радиации, поступающей к земной поверхности, отражается от нее. Альbedo естественных поверхностей, встречающихся на рассматриваемой территории, весьма разнообразно и колеблется летом от 15 до 21%, а зимой достигает 75%.

В течение теплого периода альbedo меняется незначительно, немного увеличиваясь из-за желтения травы и лист-

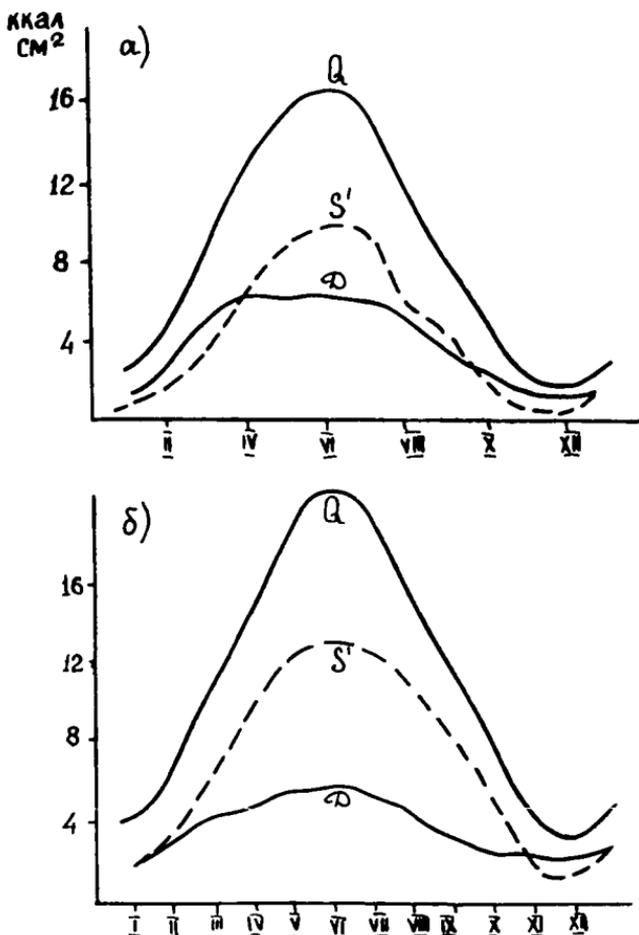


Рис. 1. Годовой ход основных видов солнечной радиации на станциях Кузедеево (а) и Буран (б): Q—суммарная; S'—прямая на горизонтальную поверхность; D—рассеянная

вы (табл. 15). В хорошо увлажненных горных долинах альbedo возрастает до 20—25%.

Зимой и в переходные сезоны альbedo сильно изменяется по территории. В зимние месяцы наиболее низкое альbedo наблюдается на южной ст. Буран (60—64%) и на ст. Хакасская (55—62%), которая находится вблизи угольных разработок. На большей части территории альbedo составляет 70—75%, но в малоснежных и хорошо продуваемых участках падает до 60—70%. Первый снежный покров на рассматриваемой территории появляется в конце октября, а в высокогорье — в конце сентября. Разрушение устойчивого снежного покрова на большей части территории происходит в марте, задерживаясь на высокогорных станциях до апреля или мая.

Таблица 14

Отношение прихода суммарной радиации в действительных условиях возможной, %

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-------------------|----|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|-----|
| Хакасская | 76 | 75 | 79 | 72 | 70 | 72 | 74 | 72 | 66 | 63 | 57 | 73 | 71 |
| Буран | 79 | 84 | 81 | 80 | 82 | 83 | 83 | 84 | 83 | 72 | 72 | 67 | 81 |
| Кызыл | 79 | 78 | 86 | 77 | 74 | 73 | 76 | 70 | 75 | 66 | 71 | 71 | 75 |
| Ильчир | 80 | 90 | 87 | 84 | 73 | 62 | 66 | 63 | 73 | 76 | 81 | 72 | 73 |
| Ново-Благовещенск | 77 | 80 | 77 | 78 | 80 | 79 | 79 | 73 | 70 | 66 | 54 | 63 | 75 |
| Семипалатинск | 80 | 76 | 78 | 78 | 80 | 78 | 77 | 81 | 79 | 65 | 65 | 74 | 77 |
| Кобяково | 64 | 67 | 75 | 65 | 66 | 65 | 70 | 62 | 57 | 48 | 67 | 58 | 65 |
| Солянка | 68 | 75 | 81 | 69 | 65 | 73 | 75 | 69 | 61 | 59 | 61 | 63 | 69 |
| Хомутово | 67 | 78 | 84 | 77 | 70 | 69 | 69 | 65 | 68 | 67 | 64 | 69 | 71 |
| Тулун | 73 | 77 | 82 | 69 | 69 | 70 | 72 | 69 | 61 | 62 | 68 | 73 | 70 |

Среднее альbedo, %

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|-------------------|----|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|
| Хакасская | 62 | 55 | 40 | 16 | 15 | 15 | 16 | 17 | 17 | 21 | 45 | 55 |
| Буран | 64 | 60 | 42 | 22 | 21 | 21 | 20 | 20 | 20 | 21 | 44 | 62 |
| Қызыл | 75 | 74 | 61 | 19 | 20 | 19 | 19 | 18 | 19 | 23 | 59 | 75 |
| Ильчир | 70 | 72 | 51 | 42 | 31 | 21 | 20 | 18 | 27 | 52 | 63 | 62 |
| Ново-Благовещенск | 74 | 72 | 61 | 28 | 17 | 18 | 17 | 15 | 18 | 31 | 57 | 70 |
| Семипалатинск | 71 | 70 | 49 | 19 | 18 | 19 | 19 | 19 | 19 | 21 | 45 | 64 |
| Қобляково | 76 | 76 | 70 | 32 | 12 | 15 | 16 | 17 | 16 | 38 | 70 | 74 |
| Солянка | 79 | 77 | 65 | 24 | 16 | 17 | 17 | 18 | 18 | 32 | 69 | 77 |
| Хомутово | 74 | 68 | 44 | 17 | 14 | 16 | 16 | 17 | 17 | 23 | 56 | 71 |
| Тулун | 79 | 78 | 71 | 26 | 16 | 19 | 19 | 20 | 20 | 28 | 66 | 76 |

Таблица 16

Месячные и годовые суммы поглощенной радиации, ккал/см²

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|---------------------|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|------|
| Хакасская | 0,8 | 1,9 | 5,3 | 9,5 | 12,4 | 13,1 | 13,2 | 10,7 | 7,0 | 4,0 | 1,4 | 0,7 | 80,0 |
| Буран | 1,6 | 2,7 | 6,3 | 10,9 | 14,0 | 14,6 | 14,6 | 12,8 | 9,5 | 6,1 | 2,6 | 1,3 | 97,0 |
| Кызыл | 0,8 | 1,5 | 4,4 | 10,8 | 12,6 | 13,0 | 13,2 | 11,4 | 8,3 | 5,1 | 1,5 | 0,6 | 83,2 |
| Ильчир | 1,2 | 1,8 | 5,7 | 8,8 | 11,3 | 11,3 | 11,3 | 10,0 | 7,4 | 3,6 | 1,6 | 1,1 | 75,1 |
| ♀ Ново-Благовещенск | 0,7 | 1,4 | 3,7 | 8,9 | 13,4 | 13,9 | 14,2 | 11,0 | 7,3 | 3,2 | 1,2 | 0,6 | 79,5 |
| Семипалатинск | 1,1 | 1,8 | 5,5 | 10,9 | 11,0 | 14,1 | 13,7 | 12,2 | 8,7 | 4,9 | 2,0 | 1,0 | 89,9 |
| Кобляково | 0,4 | 0,8 | 2,4 | 6,9 | 11,7 | 11,8 | 12,4 | 8,6 | 5,5 | 2,1 | 0,6 | 0,3 | 63,5 |
| Солянка | 0,4 | 0,9 | 3,1 | 8,3 | 11,4 | 13,4 | 13,0 | 9,8 | 6,1 | 3,1 | 0,7 | 0,3 | 70,5 |
| Хочмутово | 0,8 | 1,6 | 5,5 | 10,1 | 12,4 | 12,6 | 12,1 | 9,6 | 7,5 | 4,5 | 1,5 | 0,6 | 78,8 |
| Тулун | 0,5 | 1,0 | 2,6 | 8,0 | 11,8 | 11,9 | 11,9 | 9,3 | 6,4 | 3,5 | 0,9 | 0,4 | 68,2 |

Выше фирновой линии на ледниках снег сохраняется круглый год и альbedo летом равно 40—50%. В переходные сезоны наблюдаются наибольшие различия в величинах альbedo по территории из-за наличия разных видов деятельной поверхности.

Поглощенная радиация распределяется по-иному, чем суммарная радиация (табл. 16). Прежде всего необходимо отметить уменьшение ее с высотой, в то время как суммарная радиация почти не изменяется. Это связано с увеличением периода с повышенным альbedo. Большее количество радиационного тепла поглощается на ст. Буран (97 ккал/см²), а также на ст. Хакасская, Кызыл, Кош-Агач (80—83 ккал/см²) по сравнению со станциями на северной периферии Саян (65—75 ккал/см²).

Эффективное излучение, которое по величине лишь в два раза меньше поглощенной радиации, также испытывает значительные вариации по территории. Главными факторами, которые определяют длинноволновое излучение, являются: температура и влажность атмосферы и подстилающей поверхности, высота и физические свойства облаков. Совместное проявление этих факторов и определяет величину эффективного излучения в реальных условиях. Наибольшие величины наблюдаются в высокогорных степях (до 52 ккал/см²), где этому благоприятствуют относительно маломощная облачность, низкая влажность и значительный прогрев земной поверхности (табл. 17). На других высокогорных станциях эффективное излучение уменьшается до 43 ккал/см² из-за летнего максимума облачности, значительно увеличивающего противоизлучение атмосферы (ст. Ильчир). В межгорных котловинах максимум наблюдается в Зайсанской котловине (46 ккал/см²). Во внутренних котловинах Саян эффективное излучение составляет 34—37 ккал/см². Велико излучение и в западных предгорьях Алтая (37—44 ккал/см²). К северу от Саян эффективное излучение близко к таковому для внутренних котловин. Максимум эффективного излучения наблюдается на большинстве станций с апреля по июль, кроме ст. Ильчир, где он отмечен в марте, и колеблется от 4 до 6 ккал/см².

Радиационный баланс в Алтае-Саянской горной области в течение большей части года положительный (табл. 18). Период с отрицательным радиационным балансом равен 3—4 мес. Наибольшие отрицательные суммы радиационного баланса равны —0,8—1,0 ккал/см², увеличиваясь на ст. Ильчир до 0,2 ккал/см², в связи со значительным эффективным излучением. Максимальные месячные суммы в июне или июле достигают 8,5—9,2 ккал/см², уменьшаясь на ледниках до 7,0—7,5 ккал/см², хотя в некоторые месяцы могут достигать 9,0 ккал/см².

Таблица 17

Месячные и годовые суммы эффективного излучения, ккал/см²

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| Хакасская | 1,3 | 1,7 | 2,7 | 3,9 | 4,4 | 1,6 | 4,6 | 4,1 | 3,1 | 3,0 | 1,9 | 1,5 | 36,8 |
| Бурап | 2,2 | 2,4 | 3,8 | 4,5 | 5,2 | 5,4 | 5,4 | 4,9 | 4,2 | 3,6 | 2,7 | 2,1 | 46,4 |
| Кызыл | 0,9 | 1,2 | 2,0 | 3,9 | 4,0 | 4,0 | 4,0 | 3,9 | 3,8 | 3,4 | 1,8 | 1,0 | 33,9 |
| Коп-Агач | 2,2 | 2,4 | 4,4 | 5,9 | 6,0 | 5,6 | 5,4 | 5,5 | 5,0 | 4,2 | 3,0 | 2,1 | 51,7 |
| Ильчир | 3,3 | 3,0 | 4,4 | 4,3 | 4,1 | 3,8 | 3,7 | 3,8 | 3,8 | 3,2 | 3,2 | 2,8 | 43,4 |
| Ново-Благовещенск | 1,5 | 1,9 | 3,1 | 3,6 | 4,8 | 4,6 | 4,9 | 3,8 | 3,3 | 2,3 | 1,7 | 1,4 | 36,9 |
| Семипалатинск | 1,9 | 2,0 | 3,5 | 4,5 | 5,2 | 5,2 | 5,1 | 4,8 | 4,0 | 3,3 | 2,3 | 2,0 | 43,8 |
| Солянка | 1,7 | 1,9 | 2,7 | 3,4 | 3,9 | 4,3 | 4,2 | 3,6 | 3,1 | 2,6 | 1,5 | 1,4 | 34,3 |
| Хомутово | 1,6 | 2,0 | 3,7 | 4,4 | 4,4 | 3,8 | 3,4 | 3,0 | 3,3 | 3,3 | 2,2 | 1,6 | 36,7 |
| Гулун | 1,4 | 1,7 | 2,7 | 3,5 | 4,5 | 3,7 | 3,8 | 3,4 | 2,9 | 2,9 | 1,8 | 1,4 | 33,7 |

Месячные и годовые суммы радиационного баланса, ккал/см²

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-------------------|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|-----|-----|------|------|------|
| Хакасская | -0,5 | 0,2 | 2,6 | 5,6 | 8,0 | 8,5 | 8,6 | 6,6 | 3,9 | 1,0 | -0,5 | -0,8 | 43,2 |
| Кузедеево | -1,2 | -1,0 | -0,1 | 3,4 | 8,2 | 8,9 | 8,6 | 6,3 | 3,5 | 0,8 | -0,8 | -0,8 | 35,8 |
| Буран | -0,6 | 0,3 | 2,5 | 6,4 | 8,8 | 9,2 | 9,2 | 7,9 | 5,3 | 2,5 | -0,1 | -0,8 | 50,6 |
| Кызыл | -0,1 | 0,3 | 2,4 | 6,9 | 8,6 | 9,0 | 9,2 | 7,5 | 4,5 | 1,7 | -0,3 | -0,4 | 49,3 |
| Кош-Агач | -1,1 | -1,0 | 1,4 | 6,2 | 8,0 | 8,2 | 8,2 | 6,2 | 4,2 | 1,2 | -0,6 | -1,0 | 39,9 |
| Ильчир | -2,1 | -1,2 | 1,3 | 4,5 | 7,2 | 7,5 | 7,6 | 6,2 | 3,6 | 0,4 | -1,6 | -1,7 | 31,7 |
| Ново-Благовещенск | -0,8 | -0,5 | 0,6 | 5,3 | 8,6 | 9,3 | 9,3 | 7,2 | 4,0 | 0,9 | -0,5 | -0,8 | 42,6 |
| Семипалатинск | -0,8 | -0,2 | 2,0 | 6,4 | 8,8 | 8,9 | 8,6 | 7,4 | 4,7 | 1,6 | -0,3 | -1,0 | 46,1 |
| Солянка | -1,3 | -1,0 | 0,4 | 4,9 | 7,5 | 9,1 | 8,8 | 6,2 | 3,0 | 0,5 | -0,8 | -1,1 | 36,2 |
| Хомутово | -0,8 | -0,4 | 1,8 | 5,7 | 8,0 | 8,8 | 8,7 | 6,6 | 4,2 | 1,2 | -0,7 | -1,0 | 42,1 |
| Тулун | -0,9 | -0,7 | -0,1 | 4,05 | 7,3 | 8,2 | 8,1 | 5,9 | 3,5 | 0,6 | -0,9 | -1,0 | 34,5 |

Годовые суммы радиационного баланса положительные и колеблются от 36 до 51 ккал/см². Радиационный баланс в Зайсанской котловине, во внутренних котловинах и на западных предгорьях Алтая сближается и составляет 43—50 ккал/см², в высокогорье уменьшается до 32—42 ккал см², различаясь в зависимости от местоположения пункта. Близкие значения радиационного баланса в межгорных котловинах и узких долинах объясняются тем, что в последних меньшему приходу тепла соответствует и меньший расход. По своей величине радиационный баланс в высокогорье близок к радиационному балансу северных предгорий Саян.

Радиационный режим высокогорья Алтая

Рассмотрим радиационный режим высокогорья Алтая на фоне аналогичных данных по другим горным районам, что позволит показать место Алтая среди ледниковых районов.

Наиболее велика пространственная изменчивость составляющих радиационного баланса в высокогорье, в связи со значительной расчлененностью территории. Чтобы лучше разобраться в этой весьма изменчивой характеристике, необходимо рассмотреть ее в условиях рельефа с наиболее резкими климатическими различиями. М. В. Тронов выделяет в высокогорной области Алтая три разновидности климата с разной степенью и разными проявлениями континентальности [18]. В широких степных долинах (Чуйская, Уймонская, Курайская и др.) наблюдаются резко континентальные климатические условия с увеличенными амплитудами колебаний температуры и уменьшенным количеством осадков (Кош-Агач, Усть-Кокса). На открытых водоразделах (ст. Каратюрк) сильно сглажен и годовой, и суточный ход температуры воздуха. Осадки частично проносятся над водоразделом, их годовая сумма достигает 530 мм. Поперечные крутые долины (Аккем и Мульта) характеризуются сглаженным годовым и резким, с большой амплитудой суточным ходом температуры. Суммы осадков в таких долинах очень быстро нарастают при приближении к главной линии хребта.

Выделенные типы климатов, как мы видим, значительно отличаются по метеорологическим характеристикам. Используя экспедиционные и стационарные результаты наблюдений, можно выяснить особенности радиационного режима в разных условиях высокогорного рельефа и сравнить их с показаниями предгорных и равнинных станций.

Следует отметить, что горные степи можно считать поднятыми продолжениями предгорных степей и существенные различия в радиационном режиме могут объясняться

изменением высоты места и общего увеличения облачности в горах. В горных долинах и на водоразделах существенное значение приобретают такие важные факторы, как закрытость горизонта и разнообразие видов деятельности поверхности, определяющие поглощение радиации. Метеорологические условия здесь значительно отличаются от условий равнин и горных степей: повышенная относительная влажность, облачность, увеличенное количество осадков, низкие температуры. Большая изрезанность долин обуславливает разнообразие потоков радиации на склоны разной экспозиции и крутизны. Изучение радиационного климата расширенных ледниковых истоков рек, стекающих по крутым поперечным долинам, которые, по М. В. Трону [20], являются важными внутренними территориальными единицами Алтая, есть важная, но и трудная задача.

Укажем некоторые особенности облачности. При анализе облачности на ст. Аккем, Каратюрк и Кош-Агач, характеризующих разные виды выделенных климатов, оказалось, что наименьшее ее количество (5,7 балла общая и 2,4 балла нижняя) наблюдалось в Кош-Агаче, а наибольшая — в Каратюрке (6,2 балла общая и 3,7 балла нижняя). В годовом ходе максимум наблюдается в июне (Аккем и Каратюрк) или в июле (Кош-Агач), а минимум — в декабре. Уменьшение облачности в горных котловинах происходит из-за размыва ее в отрицательных формах рельефа.

Приход радиации в существенной мере связан с развитием и суточным ходом облачности. В летнее время вследствие интенсивного прогревания склонов в первую половину дня и возникновения мощных восходящих потоков образуется кучевая облачность, нередко с выпадением осадков во второй половине дня. Кроме облаков конвективного развития значительно чаще сплошная низкая облачность сопровождала фронтальные разделы. При этом нередко обложные осадки наблюдались в течение 2—4 сут. Безоблачная или малооблачная погода — явление довольно редкое в летний период (3—4 дня в июне, июле, августе, 10—13 дней в сентябре). Естественно, что эти дни являются наиболее благоприятными для прихода солнечной радиации.

Зимой конвекция значительно ослаблена, нижняя облачность наблюдается в основном лишь при прохождении атмосферных фронтов, ее количество уменьшается до 1—3 баллов.

Комплексным показателем влияния как закрытости горизонта, так и облачности на приход радиации является продолжительность солнечного сияния. На станциях Кош-Агач, Каратюрк и Аккем наблюдаются следующие годовые суммы часов продолжительности солнечного сияния: 2634, 2296, 1792. В июне и декабре они соответственно рав-

ны 293, 261, 224 и 106, 102, 52 ч [15]. Таким образом, не смотря на то, что облачность над водоразделом больше чем над горными долинами, влияние закрытости горизонт приводит к тому, что над водоразделами продолжительность солнечного сияния превышает таковую в поперечных долинах, хотя и остается значительно меньше продолжительности солнечного сияния в межгорных котловинах. Оценим влияние закрытости горизонта на продолжительность инсоляции и величину суточной суммы радиации в ясном небе. Ст. Мульта I расположена на дне долины р. Мульта у ее ледниковых истоков. Закрытость горизонта в точках восхода и захода равна 15—25°. Это приводит к тому, что возможная продолжительность солнечного сияния уменьшается летом на 25—30 и на 60—65% зимой, а возможные суточные суммы прямой радиации на 10—15% летом и 50—55% зимой. В декабре солнце лишь на 2 часа появляется из-за горизонта. Как видим, влияние закрытости горизонта очень велико, особенно зимой.

На ст. Мульта II, расположенной на каровом леднике Томич восточной экспозиции, закрытость горизонта ограничивает приход суммарной радиации (поток рассеянной радиации тоже уменьшается при закрытости горизонта) только при заходе солнца, что играет немаловажную роль для радиационного режима ледника. Это является характерным и для многих других ледников Алтая.

Улучшение условий освещенности с высотой характерно не только для Алтая. Обычно на ледниках «недобор» прямой радиации на горизонтальную поверхность составляет от единиц до нескольких десятков процентов. Влияние закрытости горизонта особенно велико на северных склонах в высоких широтах, например, на Полярном Урале, где приход за сутки составляет 3—7% от возможного [16].

В летние месяцы продолжительность солнечного сияния в горноледниковых бассейнах равна 140—160 ч, в то время как на сетевых станциях достигает 230—300 ч. Максимум чаще всего наблюдается в мае или июне.

В декабре продолжительность солнечного сияния на ст. Мульта уменьшается до 20 ч (на станциях 50—100 ч). С высотой в общем происходит увеличение продолжительности солнечного сияния, но не так быстро, как это можно было бы ожидать, исходя из закрытости горизонта (табл. 19). Это происходит из-за увеличения с высотой количества облачности.

В суточном ходе продолжительности солнечного сияния максимум наблюдается в первую половину суток, преимущественно с 8 до 9 ч летом, а зимой смещается на вторую половину суток.

Относительная продолжительность солнечного сияния,

Продолжительность солнечного сияния, ч.

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-----------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| Мульта I VI 1971—V. 1972 | 53 | 72 | 81 | 145 | — | — | — | — | — | 109 | 76 | 18 | — |
| Аккеч | 72 | 88 | 152 | 198 | 230 | 224 | 224 | 224 | 165 | 103 | 60 | 52 | 1792 |
| Каратюрек | 144 | 157 | 197 | 233 | 248 | 261 | 256 | 232 | 200 | 159 | 107 | 102 | 2296 |
| Кош-Агач | 133 | 157 | 230 | 263 | 297 | 293 | 289 | 283 | 245 | 203 | 135 | 106 | 2634 |

характеризующая условия облачности, наибольшая на ст. Кош-Агач (59%) и Каратюрек (52%). В годовом ходе относительной продолжительности солнечного сияния наблюдается два максимума: в марте-апреле и сентябре. Летом существует устойчивый минимум, связанный с активизацией фронтальной деятельности, который, тем не менее, значительно больше зимнего минимума, достигающего 30—40%. Количественную оценку роста облачности на ледниках и на ледниковых бассейнах в летние месяцы дает табл. 20.

Таблица 20

Относительная продолжительность солнечного сияния, %

| Станция | VI | VII | VIII | IX |
|--------------|----|-----|------|----|
| Кош Агач | 63 | 60 | 65 | 67 |
| Каратюрек | 55 | 54 | 58 | 56 |
| Нижняя Актру | 64 | 52 | 53 | 50 |
| Мульта I | 47 | 46 | 59 | — |
| Мульта II | 44 | 39 | 46 | — |

Прозрачность атмосферы (Р) связана с характером общей циркуляции атмосферы и существенно отличается в разных горных областях. Наиболее высокие средние величины коэффициента прозрачности зафиксированы на ледниках Эльбруса: в среднем за лето 0,876 на южном склоне Эльбруса на высоте 3750 м, иногда до 0,900. Над ледниками Р всегда больше, чем над обнаженной поверхностью.

Особенно велики значения коэффициента прозрачности на седловине Эльбруса на высоте 5300 м. Средние значения за время наблюдений — 0,932, максимальное — 0,942 [2]

В горах Памира и Тянь-Шаня прозрачность атмосферы значительно ниже из-за заноса в горы пыли пустынь [7]. В летние месяцы колебания Р на леднике Федченко (3600 м) равны 0,770—0,830, у концов ледников—0,710—0,800, уменьшаясь из-за пыльной бури до 0,520 и увеличиваясь к осени до 0,790. С высотой Р увеличивается и достигает в фирновой зоне в сентябре 0,850. Зимой величина коэффициента прозрачности значительно выше: в поймах рек—0,823, в фирновой зоне—0,850. Более высокие средние значения коэффициента прозрачности зарегистрированы Памирской экспедицией МГУ на Восточном Памире (0,778—0,862).

Коэффициент прозрачности атмосферы в центральной части Алтая, приведенный к уровню моря (табл. 21), значительно выше, чем средний коэффициент прозрачности для данной широты. Коэффициент прозрачности в высокогорье на 0,020—0,040 превышает соответствующие коэффициенты

Экстремальные и средние значения коэффициента прозрачности на ст. Мульга I с VI 1971 по VI 1972 гг.

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|-----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|-------|
| P_{\max} | 0,853 | 0,882 | 0,882 | 0,864 | 0,829 | 0,816 | 0,835 | 0,829 | 0,835 | 0,859 | 0,822 | -- | 0,852 |
| P_{\min} | 0,816 | 0,739 | 0,772 | 0,723 | 0,559 | 0,746 | 0,704 | 0,749 | 0,765 | 0,801 | 0,759 | -- | 0,739 |
| $P_{\text{ср.}}$ | 0,829 | 0,838 | 0,831 | 0,773 | 0,741 | 0,779 | 0,778 | 0,785 | 0,801 | 0,829 | 0,844 | -- | 0,802 |
| $P_{\text{ср.}} = 50^\circ$ | 0,805 | 0,791 | 0,800 | 0,759 | 0,754 | 0,744 | 0,757 | 0,753 | 0,766 | 0,785 | 0,809 | -- | 0,775 |

для широты 50°. Среднегодовой коэффициент прозрачности в горах (ст. Мульта I), равный 0,802, на 0,027 выше, чем средний коэффициент для равнины (0,775). Максимальные значения Р на ст. Мульта I на 0,030—0,050 превышают средние значения. В горах, как и на окружающих равнинах, коэффициент прозрачности испытывает изменение в течение года. Самое высокое значение Р наблюдается в ноябре (до 0,844 на ст. Мульта I), самое низкое—в мае и июне (0,741 и 0,779). Абсолютный максимум коэффициента прозрачности (0,882) наблюдался в ноябре, феврале и марте. Летом максимальные значения Р не превышают 0,816. Довольно часто в течение одного дня коэффициент прозрачности изменяется на 0,100—0,200. Так, 29. VII 1968 г. на ст. Ледник Родзевича Р менялось от 0,664 до 0,823, на ст. Мульта II 6. IX 1970 г.—от 0,742 до 0,841, а 23. IX. 1970 г.—от 0,611 до 0,826. В среднем, в суточном ходе коэффициента прозрачности максимум наблюдается в первую половину суток, в 8—10 ч.

Коэффициент прозрачности Р закономерно увеличивается с высотой. В речных долинах (1700—1900 м) Р изменяется летом от 0,710 до 0,840, на ледниках и вершинах (2300—2800 м)—от 0,730 до 0,860.

На основе вышесказанного можно сделать вывод, что коэффициент прозрачности на ледниках в континентальных районах имеет сравнительно невысокие значения в южных широтах (Памир, Тянь-Шань), увеличивается при движении к северу до широт хребта Джунгарский Алатау, а затем вновь начинает уменьшаться. Данные наших наблюдений подтверждают, что коэффициенты прозрачности на ледниках Алтая близки к максимальным на территории нашей страны, кроме Кавказа, где наиболее высокая прозрачность обусловлена особенностями циркуляции атмосферы над данным районом и значительной высотой пунктов наблюдений.

Прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность (S) может достигать больших величин благодаря высокой прозрачности атмосферы. Годовой ход S обусловливается изменениями высоты солнца и прозрачности атмосферы. Указанные особенности в годовом ходе коэффициента прозрачности атмосферы приводят к тому, что максимум на ст. Мульта I (1,53 кал/см² мин) среднего потока S в ясные дни наблюдается в феврале. Абсолютный максимум S (1,59 кал/см² мин) был отмечен в феврале и апреле. Высокие значения коэффициента прозрачности и прямой солнечной радиации с февраля по апрель обусловлены влиянием отрога азиатского антициклона. Летом, благодаря активизации циклонической деятельности на полярном и арктическом фронтах и увеличению влажности, интенсивность прямой радиации уменьшается до 1,41 кал/см² мин, несмотря на увеличение высоты солнца. Максимальные значения S не превышают в

это время 1,53 кал/см² мин. Несмотря на относительное уменьшение интенсивности потоков S в летние месяцы по сравнению с зимними, они значительно превышают потоки на равнинных станциях. По наблюдениям в долине р. Кочурла, интенсивность S достигала 1,47; на ст. Озеро — 1,49, Мульта I — 1,53; Кош-Агач — 1,52; Нижняя Актру — 1,71 (возможно, что завышена); Мульта I¹ — 1,56; Ледник Родзевича — 1,58; Мульта II — 1,62 кал/см² мин.

Максимальная интенсивность радиации, зафиксированная на Кавказе, на Эльбрусе (5300 м), равна 1,74 кал/см² мин [2]. В Средней Азии на леднике Федченко [7] отмечен максимум 1,71 кал/см² на высоте 4900 м, а зимой даже 1,82 кал/см² мин. Однако некоторые исследователи считают эти данные преувеличенными и утверждают, что в фирновой зоне значения S не превышают 1,68 кал/см² мин. На Центральном Туюксу́йском леднике максимум S летом равен 1,67 кал/см² мин, а зимой достигает 1,80 кал/см² мин [9].

Характер изменения интенсивности прямой радиации от высоты солнца почти не зависит от сезона. Летом интенсивность прямой радиации возрастает с увеличением высоты солнца до 40°. Дальнейшее увеличение высоты солнца на величине прямой радиации сказывается заметно меньше. Асимметрия в суточном ходе прямой радиации относительно полудня наблюдается из-за ухудшения прозрачности атмосферы во второй половине дня. Однако нарушение симметричности незначительное. Максимальные величины S в 10—11 ч. превышают полуденные значения лишь на 0,01—0,02 кал/см² мин. Гораздо больше (на 0,05—0,10 кал/см² мин) изменяется прямая радиация в одно и то же время, но в разные дни в результате изменения прозрачности атмосферы. Аналогичные закономерности изменения в суточном ходе и скачки ото дня ко дню отмечены и в других горных районах, что связано с подъемом нагретого и влажного воздуха во вторую половину дня.

Максимум обычно отмечается в 11 ч—11 ч 30 мин. Асимметрия в суточном ходе зимой менее заметна, чем летом. Это можно проследить по максимальным значениям потока прямой радиации на перпендикулярную поверхность в разные сезоны (табл. 22). Если летом значения S в 9 ч 30 мин и 12 ч 30 мин почти не отличаются, то уже весной и осенью они различаются на 0,04 кал/см² мин.

Представляет определенный интерес сравнить полученные данные с результатами наблюдений на ст. Кош-Агач, расположенной почти на той же высоте, что и ст. Мульта I, но в юго-восточном районе Алтая и характеризующей радиационный климат межгорных котловин (табл. 23).

Как видно из таблицы, как средние, так и максимальные значения S на обеих станциях близки летом, но зимой,

Максимальные значения потока солнечной радиации
на перпендикулярную поверхность, кал/см² мин

| Срок | IX—XI | XII—II | III—V | VI—VIII |
|-------------|-------|--------|-------|---------|
| 9 ч 30 мин. | 1,45 | 1,47 | 1,55 | 1,48 |
| 12 ч 30 мин | 1,49 | 1,56 | 1,59 | 1,49 |
| 15 ч 30 мин | 1,31 | — | 1,45 | 1,40 |

весной и осенью наблюдения на ст. Мульта I выше. Кроме этого, максимум интенсивности S смещен на март-июнь. Как на ст. Мульта I, так и на ст. Кош-Агач средние максимальные значения прямой радиации на 0,08—0,12 кал/см² мин выше, чем на равнинных станциях (см. табл. 34).

Рассмотрим, какое количество радиационной энергии поступает к перпендикулярной поверхности при разной погоде.

В безоблачные дни суммы S на высотах 2500—2600 м равны 850—900 кал/см², на высотах 1700—1800 м эти суммы на 150—200 кал/см² меньше. Максимальная суточная сумма прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность по ежечасным наблюдениям отмечена 28. VI 1970 г. и равнялась 1000,9 кал/см² на ст. Мульта II и 809,7 кал/см² на ст. Мульта I, когда прозрачность атмосферы была очень высокой (до 0,864) в сочетании с большой высотой солнца. Для примера приведем данные ст. Туюксу II (Зайлийский Алатау, высота 3473 м), где суточная сумма S достигала 1029 кал/см² сут [9].

В облачные дни суммы прямой радиации S могут колебаться от 0 до 700 кал/см², изменяясь в зависимости от продолжительности солнечного сияния и от вида и количества облачности. Прозрачность атмосферы в такие дни большого значения не имеет. В дни со сплошной облачностью прямая радиация не доходит до земли. Сплошная облачность в ледниковых районах Алтая — явление довольно обычное. Особенно пасмурная погода отмечена в 1970 г., когда в июле было 10 дней с продолжительностью солнечного сияния два часа и менее, в июле — 11, в августе — 9.

Различия в суммах S на верхних и нижних станциях объясняются не только разностью высот, но и различной продолжительностью солнечного сияния, обусловленной разной закрытостью горизонта, поэтому не имеет смысла говорить о градиенте сумм прямой солнечной радиации, но можно говорить о градиенте интенсивности прямой солнечной радиации. В среднем градиент S , полученный как по данным

Средние (в ясные дни) и максимальные величины потока S на перпендикулярную поверхность в 12 ч 30 мин., кал/см² мин

| Станция | Величина | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|----------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Средняя | | 1,32 | 1,53 | 1,50 | 1,34 | 1,40 | 1,42 | 1,41 | 1,42 | 1,42 | 1,43 | 1,35 | — | 1,41 |
| Мульта I | Max | 1,41 | 1,59 | 1,56 | 1,50 | 1,55 | 1,45 | 1,49 | 1,48 | 1,47 | 1,49 | 1,45 | — | 1,51 |
| Средняя | | 1,26 | 1,36 | 1,41 | 1,42 | 1,42 | 1,42 | 1,38 | 1,40 | 1,40 | 1,37 | 1,29 | 1,21 | 1,36 |
| Каш-Агач | Max | 1,37 | 1,44 | 1,19 | 1,53 | 1,49 | 1,48 | 1,45 | 1,46 | 1,52 | 1,46 | 1,41 | 1,30 | 1,45 |

ст. Ледник Родзевича и Озеро, так и ст. Мульта II и Мульта I, равен $0,01 \pm 0,004$ кал/см² мин на 100 м. Этот градиент испытывает аperiodические колебания в указанных пределах, уменьшаясь с увеличением прозрачности атмосферы и наоборот. В долине р. Актру [20] градиент равен $0,005$ кал/см², изменяясь при разных условиях от $0,002$ до $0,013$ кал/см² на 100 м.

Вопрос о вертикальном градиенте прямой радиации изучался во многих горных странах. В основном наблюдаются следующие закономерности. В летнее время на высотах до 2000 м вертикальный градиент колеблется в пределах $0,01—0,04$ кал/см². С высотой градиент уменьшается и на высотах выше 4000 м близок к $0,010—0,003$ кал/см². Градиент в разных горных странах на равных высотах примерно одинаков.

Прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность S^1 представляет больший практический интерес, чем прямая радиация на перпендикулярную поверхность. Полученные значения потока S' оказываются меньшими, чем соответствующие значения S , в июне на 11—12%, в январе — на 65—67%. Интенсивность S' имеет максимальные значения в мае — июле в полдень, когда высота солнца является наибольшей. Абсолютный максимум на ст. Мульта I был равен $1,35$ кал/см² мин, в январе он не превышает $0,54$ кал/см² мин.

Месячные суммы составляющих радиационного баланса и среднее альbedo на ст. Мульта I, полученные во время круглогодичных наблюдений, представлены в табл. 24. Эти значения хорошо коррелируются со ст. Кош-Агач, что позволило отыскать средние составляющие радиационного баланса за период наблюдений на ст. Кош-Агач (1963—1973 гг.) (табл. 24). Так, годовой приход прямой радиации в долине р. Мульта равен 65 ккал/см², на ст. Кош-Агач он равен 83 ккал/см², т. е. различия достигают 18 ккал/см² в год.

Интересно сравнить полученные результаты с данными равнинных станций. Годовой приход прямой солнечной радиации на равнине на горизонтальную поверхность при ясном небе составляет 130 ккал/см² (см. табл. 10). Облачность снижает годовой приход на 35—45% от возможного и в результате этого сумма S' за год составляет $65—85$ ккал/см² (см. табл. 10). Таким образом, инсоляция в поперечных горных долинах близка по величине инсоляции на равнинных станциях, лежащих на несколько градусов севернее, а инсоляция в межгорных котловинах и горных плато значительно выше прихода S' для данных широты, равного 69 ккал/см².

Годовые суммы тепла, наблюдаемые на Алтае, ниже, чем суммы, полученные в высокогорье более южных горных систем, но выше, чем на ледниках более северных районов. На Кавказе суммы S' превышают 110 ккал/см² [2], в центре

Составляющие радиационного баланса (средние за 1963—1973 гг.), ккал/см²

| | Вид радиации | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|----------|----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|------|------|-------|
| Мульга I | S' | 1,2 | 3,0 | 5,7 | 7,7 | 9,2 | 9,0 | 8,1 | 8,4 | 6,4 | 4,0 | 1,5 | 0,7 | 64,9 |
| | D | 1,6 | 2,5 | 4,4 | 4,9 | 5,7 | 5,7 | 5,7 | 4,5 | 3,2 | 2,4 | 1,6 | 1,3 | 43,5 |
| | Q | 2,8 | 5,5 | 10,1 | 12,6 | 14,9 | 14,7 | 13,8 | 12,9 | 9,6 | 6,4 | 3,1 | 2,0 | 108,4 |
| | B | -1,0 | 0,1 | 3,8 | 6,8 | 7,9 | 8,0 | 8,0 | 7,4 | 5,8 | 3,1 | -0,5 | -1,2 | 48,2 |
| | S' / Q | 43 | 55 | 56 | 61 | 62 | 61 | 59 | 65 | 67 | 63 | 48 | 35 | |
| Кош-Арач | S' | 2,1 | 4,0 | 7,1 | 9,4 | 11,4 | 11,2 | 10,0 | 10,3 | 7,9 | 5,2 | 2,4 | 1,6 | 82,6 |
| | D | 2,1 | 3,1 | 5,1 | 5,6 | 6,5 | 6,5 | 6,5 | 5,2 | 3,8 | 3,0 | 2,2 | 1,8 | 51,4 |
| | Q | 4,2 | 7,1 | 12,2 | 15,0 | 17,9 | 17,7 | 16,5 | 15,5 | 11,7 | 8,2 | 4,6 | 3,4 | 134,0 |
| | B | -0,9 | -0,4 | 1,7 | 5,7 | 8,1 | 8,3 | 8,2 | 6,8 | 4,0 | 1,1 | -0,7 | -1,1 | 40,8 |
| | A _к | 69 | 68 | 50 | 25 | 20 | 19 | 19 | 20 | 23 | 32 | 46 | 66 | 38 |
| | S' / Q | 50 | 56 | 58 | 63 | 64 | 63 | 61 | 66 | 68 | 63 | 52 | 47 | |

Центрального Туюксуйского ледника — 58,8 ккал/см² [9], на ст. Сунтар-Хаята—46—49 ккал/см² [6], на Полярном Урале —примерно 30 ккал/см² [16], на Новой земле во внутренних районах—22 ккал/см² [21].

Годовой ход месячных сумм прямой солнечной радиации имеет правильный ход, с максимумом в мае и минимумом в декабре, который в отдельные годы может искажаться за счет облачности в летние месяцы. Месячные суммы S' , достигающие летом 11,4 ккал/см² на ст. Кош-Агач и 9,2 ккал/см² на ст. Мульта I, зимой уменьшаются до 1,6 ккал/см² на ст. Кош-Агач и 0,7 на ст. Мульта I. Месячные значения прямой солнечной радиации летом на станции Мульта I ниже, чем на ст. Кош-Агач, на 1,8—2,2 ккал/см², а зимой 0,9—1,1 ккал/см², а относительное уменьшение месячных сумм S' на ст. Мульта I по сравнению с данными ст. Кош-Агач зимой в несколько раз больше, чем летом. В этом сказывается значительная роль закрытости горизонта в горных районах.

Таким образом, нельзя однозначно ответить на вопрос, увеличивается или уменьшается приток прямой радиации в горах по сравнению с равниной. Необходим внимательный учет орографического фактора.

Рассмотрим более подробно радиационный режим лета. Средние значения S' при ясном небе на 0,10—0,20 ккал/см² мин меньше величин S на перпендикулярную поверхность, а значения S' при средней облачности составляют лишь 30—70% от значений при ясном небе. Максимальные суточные суммы S' почти в два раза больше средних (табл. 25). Мак-

Таблица 25

Максимальные и средние суточные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность в 1970 г., ккал/см²

| Станция | VI | | VII | | VIII | | IX | |
|-----------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|
| | max | | max | | max | | max | |
| Мульта I | 596 | 380 | 580 | 292 | 520 | 232 | 449 | 262 |
| Мульта II | 706 | 425 | 692 | 288 | 596 | 260 | 471 | 315 |

симальный приход отмечается в безоблачные дни с высокой прозрачностью атмосферы. Максимальные суточные суммы на ст. Ледник Родзевича и Озеро сходны со значениями S' на ст. Мульта I и Мульта II и достигают на ст. Ледник Родзевича 736 ккал/см² в сут, а на ст. Озеро — 540 ккал/см². Большая повторяемость пасмурных дней в высокогорье Алтая летом приводит к тому, что приток прямой солнечной радиации S' составляет 40—60% сумм в ясные дни. Месячные суммы прямой солнечной радиации при средних условиях

облачности во всех пунктах наблюдений (табл. 26) показывают очень большую изменчивость их значений как во времени, так и в пространстве. Для пунктов с близкими высотами (Кош-Агач, Озеро, Кочурла) различия в приходе S' объясняются закрытостью горизонта и условиями облачности.

Об изменении прямой радиации с высотой можно судить по данным ст. Мульта I, Мульта II и Мульта II' в течение 1970, 1971 и 1973 гг. С высотой в бассейне р. Мульта суммы прямой радиации растут на 0—2 ккал/см². Рост тем меньше, чем больше повторяемость пасмурной погоды. В некоторые месяцы (июль 1970, август 1973 г.) даже наблюдается уменьшение прямой радиации с высотой.

Сравним данные, полученные на Алтае, с наблюдениями в других горных районах. Возможные и действительные суммы прямой радиации на ледниках Советского Союза отличаются большим разнообразием и это разнообразие обусловлено не только разновысотным положением станций и особенностями погоды, но, главным образом, разным временем наблюдений и разной продолжительностью наблюдений. Несмотря на большую изменчивость величин S' , можно выделить ее некоторые особенности. Возможные суммы прямой радиации в зоне фирна на всех ледниках колеблются в пределах 600—800 кал/см². В зоне абляции суточные суммы на 50—100 кал/см² меньше. В условиях значительной закрытости горизонта возможные суммы уменьшаются до 480 кал/см². Еще большие различия наблюдаются в приходе S' при действительных условиях облачности. Наибольшие величины в реальных условиях отмечены в Средней Азии в районе значительных ледников (ледник Федченко), где мощное оледенение является препятствием для развития дневной конвективной облачности (400—600 кал/см²). В большинстве районов Средней Азии и Казахстана значения S' колеблются в пределах 250—350 кал/см². Действие увеличенных возможных сумм прямой радиации в фирновой зоне почти не проявляется, т. к. увеличивается одновременно и облачность. В то же время на ледниковых станциях на уровне ледников суммы S' достигают 500—650 кал/см². На ледниках более северных ледниковых районов (Полярный Урал, хребет Сунтар-Хаята, Таймыр) наблюдаемые суммы прямой радиации равны 80—200 кал/см² из-за значительного изменения циркуляции атмосферы в этих районах, приводящего к увеличению облачности.

Рассеянная радиация D вносит значительный вклад в общий приход коротковолновой радиации. В среднем за год эта доля в высокогорных бассейнах Алтая составляет около 40%, но может значительно меняться в течение года (табл. 26). Существует два максимума в годовом ходе рассеянной радиации: зимний (до 54%) и летний (до 47%). Первый из

них обусловлен малой высотой солнца, второй — увеличением облачности. В сентябре доля рассеянной радиации может уменьшаться до 23%, благодаря ясной погоде при значительной высоте солнца.

Несмотря на большую изменчивость величин отношения рассеянной радиации при действительных условиях облачности в целом можно отметить рост этой величины с юга на север. От величин 20—35% на ледниках южных широт СССР эта доля к северу увеличивается до 67—75% на Земле Франца-Иосифа и до 90% в фирново-ледяной зоне Шпицбергена [17]. Но в пределах разных горных стран, так же как и на Алтае, D значительны. Так, на Заилийском Алатау они составляют 30—55% [9].

Величина потока рассеянной радиации зависит от высоты солнца, прозрачности атмосферы, альbedo подстилающей поверхности и особенно от количества и форм облачности. Зависимость D от высоты солнца хорошо выражена как для безоблачных, так и облачных дней. При наличии облаков интенсивность рассеянной радиации может значительно увеличиваться, но плавность хода нарушается. В безоблачные дни ход рассеянной радиации симметричен относительно полудня и почти не зависит от колебаний прозрачности атмосферы в течение дня из-за малых абсолютных значений.

Симметричность в суточном ходе отмечена и на ледниках других горных стран.

Рассеянная радиация ясного неба невелика из-за высокой прозрачности атмосферы. Максимальные величины в 12 ч 30 мин наблюдаются весной и летом и редко достигают 0,21 кал/см² мин. Средняя полуденная интенсивность D в ясные дни летом равна 0,10—0,16, а осенью и зимой — 0,06—0,12, весной — 0,13—0,19 кал/см² мин. Отношение рассеянной радиации к прямой летом равно 0,10—0,11. И вообще соотношение рассеянной и прямой радиации в ясные дни незначительно меняется в разных горных районах. Так, отношение рассеянной радиации к прямой для ледников Средней Азии и Кавказа в основном изменяется от 8 до 15%. На Урале оно увеличивается до 20%, на Шпицбергене — до 25%. В некоторых случаях и на южных ледниках отношение D_0/Q_0 увеличивается до 18—24%. По наблюдениям за рассеянной радиацией на вершине горы Ледебур в долине р. Мульта на Алтае, где отсутствовало влияние склонов долины, среднее значение рассеянной радиации в полдень в ясные дни составляло всего 0,08—0,09 кал/см² мин, т. е. было значительно меньше, чем на ст. Мульта II (разность высот 500 м).

При наличии облаков величина рассеянной радиации значительно увеличивается вследствие того, что облака содержат большое количество крупных рассеивающих частиц в виде капель воды и кристаллов льда. Увеличение рассеянной радиации в какой-то мере компенсирует недостаток теп-

Составляющая радиационного баланса за июнь 1971 — май 1972 гг., ккал/см²

| | Составляющие | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год | |
|----------------|----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| Мульта I | S' | 1,0 | 1,8 | 5,4 | 7,4 | 9,2 | 10,6 | 8,6 | 4,9 | 7,6 | 4,9 | 2,6 | 0,7 | 64,7 | |
| | D | 1,1 | 2,1 | 3,9 | 4,3 | 4,4 | 5,0 | 4,8 | 4,3 | 2,3 | 1,9 | 1,0 | 0,8 | 35,9 | |
| | Q | 2,1 | 3,9 | 9,3 | 11,7 | 13,6 | 15,6 | 13,4 | 9,2 | 9,9 | 6,8 | 3,6 | 1,5 | 100,6 | |
| | B | -0,4 | 0,8 | 2,7 | 4,6 | 8,0 | 8,1 | 7,4 | 4,8 | 5,9 | 3,0 | 0,0 | -0,6 | 44,3 | |
| | A, % | 60,2 | 66 | 60 | 53 | 28 | 27 | 23 | 22 | 21 | 29 | 62 | 67 | — | |
| | B _г | -1,2 | -0,5 | -1,0 | -0,9 | -1,8 | -3,3 | -2,1 | -2,4 | -2,2 | -1,8 | -1,4 | -1,1 | -19,7 | |
| | S'/Q' | 48 | 46 | 58 | 63 | 68 | 68 | 64 | 53 | 77 | 72 | 72 | 47 | — | |
| | Коч-Агач | S' | 1,9 | 4,5 | 6,7 | 9,1 | 11,4 | 13,6 | 10,6 | 10,2 | 8,3 | 6,1 | 3,6 | 1,6 | 87,2 |
| | | D | 1,7 | 2,5 | 4,5 | 4,9 | 5,5 | 5,4 | 6,2 | 4,7 | 3,2 | 2,5 | 1,5 | 1,3 | 43,9 |
| | | Q | 3,6 | 7,0 | 11,2 | 14,0 | 16,9 | 19,0 | 16,8 | 14,9 | 11,5 | 8,6 | 5,1 | 2,9 | 131,1 |
| B | | -0,8 | 0,1 | 0,8 | 2,4 | 7,8 | 8,4 | 8,1 | 6,4 | 4,1 | 0,9 | -0,5 | -0,8 | 36,9 | |
| A, % | | 63 | 57 | 56 | 45 | 20 | 20 | 19 | 20 | 20 | 34 | 61 | 65 | — | |
| B _г | | -2,1 | -2,9 | -4,1 | -5,3 | -5,7 | -6,8 | -5,5 | -5,5 | -5,1 | -4,6 | -2,5 | -1,8 | -51,9 | |
| S'/Q' | | 53 | 64 | 59 | 65 | 67 | 72 | 63 | 68 | 72 | 71 | 73 | 55 | — | |

ла прямой радиации из-за затенения облаками. Интенсивность рассеянной радиации при открытом и закрытом солнечном диске по-разному зависит от облачности. Особенно хорошо прослеживается зависимость при открытом диске солнца. При увеличении облачности идет непрерывный рост рассеянной радиации. Кроме влияния рассеяния на облачных частицах, большую роль при высоких значениях альбедо играет эффект вторичного отражения. При закрытом солнечном диске интенсивность рассеянной радиации выше, чем при открытом, но при облачности до 7—8 баллов, и идет примерно параллельно изменению D при открытом диске. При дальнейшем увеличении облачности наблюдается заметное уменьшение интенсивности рассеянной радиации. С ростом абсолютной высоты максимум D сдвигается вслед за увеличением облачности до 9—10 баллов, т. к. уменьшается вертикальная мощность облаков. Увеличение рассеянной радиации при увеличении облачности до 10 баллов является характерной чертой большинства ледниковых районов.

Зависимость потока D от высоты солнца зимой не отличается от полученной зависимости летом (табл. 27), располагаясь несколько круче.

Таблица 27

Суточные изменения величин потока рассеянной радиации по сезонам, кал/см² мин

| Время | IX - XI | XII - II | III - VI | VI - VIII | Ср за год |
|-------------|---------|----------|----------|-----------|-----------|
| 6 ч 30 мин. | 0,01 | — | 0,06 | 0,08 | 0,04 |
| 9 ч 30 мин | 0,12 | 0,08 | 0,24 | 0,22 | 0,16 |
| 12 ч 30 мин | 0,15 | 0,15 | 0,29 | 0,29 | 0,22 |
| 15 ч 30 мин | 0,06 | 0,05 | 0,17 | 0,22 | 0,12 |
| 18 ч 30 мин | — | --- | 0,02 | 0,06 | 0,02 |

В облачную погоду поток рассеянной радиации резко увеличивается. Так же, как и в ясные дни, наибольшие величины D при средней облачности наблюдаются весной и летом (табл. 28).

Во все времена года суточный ход рассеянной радиации близок к симметричному. Лишь летом во вторую половину дня происходит увеличение D , что связано с хорошо выраженным суточным ходом облачности. Максимум в послеполуденные часы отмечен и на других ледниках.

Наиболее высокие значения D наблюдаются в мае и июне при сплошной облачности верхнего яруса (табл. 28). Летом высокие значения наблюдаются и при почти сплошной

Годовой ход максимальных значений потока рассеянной радиации,
кал/см² мин

| Месяц | Число | Время | D | Облачность |
|-------|-------|-------------|------|--------------------|
| I | 21 | 12 ч 30 мин | 0,22 | 4/4 St |
| II | 17 | 12 ч 30 мин | 0,64 | 10/0 Ci |
| III | 27 | 9 ч 30 мин | 0,68 | 7/0 Ci |
| IV | 19 | 12 ч 30 мин | 0,66 | 10/10 St |
| V | 7 | 12 ч 30 мин | 0,81 | 10/0 Ci |
| VI | 4 | 12 ч 30 мин | 0,88 | 10/7 Cs, Sc |
| VII | 11 | 9 ч 30 мин | 0,53 | 9/9 Sc |
| VIII | 11 | 12 ч 30 мин | 0,72 | 10/8 Ci, Cu |
| IX | 13 | 12 ч 30 мин | 0,39 | 8/8 Cu |
| X | 10 | 12 ч 30 мин | 0,32 | 10/4 Ci, As. Cu |
| XI | 20 | 12 ч 30 мин | 0,23 | 10/0 Ci, Cs |
| XII | 4 | 12 ч 30 мин | 0,16 | 10/0 Ci |

облачности нижнего яруса. Максимальные значения D летом, превышающие 0,80 кал/см²мин, уменьшаются зимой до 0,16 кал/см² мин. Зимой высокие значения рассеянной радиации чаще всего встречаются при сплошной облачности верхнего яруса.

На станции Кош-Агач наблюдаются более высокие максимальные и средние значения, чем на ст. Мульта I. В мае поток рассеянной радиации может достигать 0,89 кал/см² мин, а в декабре — 0,44 кал/см² мин. Основной причиной относительно малых значений D на ст. Мульта I является закрытость горизонта. Кроме этого, склоны гор, покрытые хвойным лесом, имеют малое альbedo даже зимой, что ограничивает как потоки отраженной от склонов радиации, так и многократное отражение между атмосферой и подстилающей поверхностью. Вследствие этого в долину р. Мульта поступает 36 ккал/см² рассеянной радиации за год, что на 16,3 ккал/см² меньше, чем на ст. Кош-Агач.

Годовые суммы D при средней облачности в условиях равнин колеблются от 46 до 52 ккал/см², что в 1,6—2,0 раза выше, чем суммы при ясном небе.

Годовые суммы рассеянной радиации на станциях разных горных систем изменяются в пределах 50—60 ккал/см². Обычно в горах рассеянной радиации на 10—20% больше, чем на равнине. Однако характер годового хода для южных и более северных широт различен. Так, на ст. Казбегн максимум в июне равен 5,4 ккал/см², а минимум — 1,6 ккал/

см², а на ст. Сунтар-Хаята — 13,7 и 0,3 ккал/см² соответственно [2, 6].

На Алтае в годовом ходе максимум рассеянной радиации за месяц — 5,0 ккал/см² (на равнине в мае, июне или июле 5,7—6,6 ккал/см²) наблюдался в июне (на ст. Кош-Агач — 6,2 ккал/см²), минимум 0,8 ккал/см² — в декабре (1,2—2,0 ккал/см² на равнинных станциях). Зимой на ст. Мульта I приход D почти в два раза меньше, чем на ст. Кош-Агач.

Градиент рассеянной радиации почти нигде на ледниках не измерялся, так как в ледниковой зоне обычное изменение ее с высотой не меняется на противоположное. Это обусловлено увеличением альbedo ледниковой зоны. Зависимость рассеянной радиации от альbedo отмечена многими авторами и оценивается в 10% на хребте Сунтар-Хаята, в 30% на леднике Ленина в Средней Азии. На Земле Франца-Иосифа за год поверхность купола получает путем вторичного отражения не менее 7,5 ккал/см², что составляет половину всего прихода [4]. Особенно сильно возрастает D после летних снегопадов (более чем на 100%), а при облачности еще больше. Увеличение рассеянной радиации отмечается даже в условиях одного ледника. Так, по данным ст. Ледник Федченко и Зеравшан в Средней Азии установлено, что приход рассеянной радиации увеличивается с 60 до 70—80 ккал/см² в сут от зоны открытого льда к фирновой зоне, так как уменьшение рассеянной радиации в связи с увеличением высоты компенсируется влиянием дополнительного рассеяния от заснеженных склонов.

По данным ст. Мульта I и Мульта II, уменьшение рассеянной радиации с высотой, причем сравнительно незначительное, наблюдается только при ясном небе. Так, по синхронным наблюдениям на ст. Мульта I, Мульта II и выносном пункте на горе Ледебур, расположенных на разных высотных уровнях, 17.VII.1970 г. в полуденные часы напряжение рассеянной радиации было соответственно 0,15, 0,12 и 0,08 ккал/см² мин. Неравномерность уменьшения притока рассеянной радиации между долиной и ледником ($\Delta H = 750$ м) и ледником и вершиной ($\Delta H = 495$ м можно объяснить влиянием ледника на многократное отражение и рассеяние D заснеженными склонами, имеющими большое альbedo. В дни после летних снегопадов D на леднике больше даже в ясные дни.

При средних значениях облачности на ст. Мульта II наблюдается значительное увеличение потока рассеянной радиации по сравнению со ст. Мульта I (табл. 29). Это объясняется своеобразной концентрацией слоистой облачности у вершин и ледниковой поверхности, а также более сильным влиянием альbedo, вследствие чего происходит многократное отражение от поверхности снега и нижней границы облаков.

Средние (VI—VIII 1970 г.) значения рассеянной радиации по срокам, ккал/см² мин

| Станция | 6 ч 30 мин | 9 ч 30 мин. | 12 ч. 30 мин | 15 ч. 30 мин | 18 ч 30 мин. |
|-----------|------------|-------------|--------------|--------------|--------------|
| Мульта I | 0,07 | 0,23 | 0,27 | 0,21 | 0,03 |
| Мульта II | 0,14 | 0,28 | 0,34 | 0,23 | 0,06 |

Рассмотрим более подробно режим рассеянной радиации летом. Максимальная величина рассеянной радиации наблюдалась в 1974 г. на ст. Ледник Родзевича в 9 ч 30 мин при облачности 10/10 St, Sc и достигала величины 1,38 ккал/см² мин. Но такие высокие значения очень редки и обычно не превышают 0,90 ккал/см² мин (табл. 30). Чаще всего высокие значения наблюдаются при открытом диске солнца и облачности 7—10 баллов. Средняя полуденная интенсивность рассеянной радиации составляет 0,25—0,40 ккал/см² мин на каровых ледниках и 0,20—0,35 ккал/см² в долинах.

Таблица 30

Максимальные значения D, наблюдаемые в разных пунктах Алтая, ккал/см² мин

| Год | Месяц | Станция | Время | D | Облачность |
|------|-------|------------------|---------------|------|--------------|
| 1965 | VII | Озеро | 12 ч. 30 мин. | 0,55 | 7/7 Cu, St |
| 1966 | VIII | Озеро | 9 ч. 30 мин | 0,66 | 6/6 Cu |
| 1967 | VI | Ледник Родзевича | 9 ч 30 мин | 1,34 | 10/10 Ch |
| 1968 | VI | Ледник Родзевича | 15 ч 30 мин | 1,09 | 9/8 As, Cu |
| 1969 | VI | Мульта II | 12 ч 30 мин | 0,73 | 8/8 Cu, St |
| 1970 | VII | Мульта II | 12 ч 30 мин | 0,82 | 9/9 Cu, St |
| 1971 | VII | Мульта II | 12 ч 30 мин. | 0,89 | 10/10 St |
| 1972 | VI | Мульта II | 12 ч 30 мин. | 0,98 | 6/6 Cu |
| 1973 | VI | Мульта II | 12 ч. 30 мин | 0,88 | 10/7 Ci, Cu |
| 1974 | VII | Ледник Родзевича | 12 ч 30 мин | 1,38 | 10/10 St, Sc |

Полуденные значения интенсивности D на ледниках других горных систем изменяются от 0,10 до 0,20 ккал/см² мин, а абсолютный максимум на леднике Федченко достигал 1,77 ккал/см² мин.

Суточные суммы рассеянной радиации в безоблачные дни в зависимости от прозрачности атмосферы, закрытости горизонта и сезона меняются от июня к сентябрю в пределах на ст. Мульты I 65—105 ккал/см² сут, на ст. Мульты II—70—120

кал/см², на ст. Ледник Родзевича — 75—160 кал/см². В суммарном приходе в ясные дни рассеянная радиация составляет в среднем в долине р. Мульта 13% и 11—14% в долине р. Актру.

По наблюдениям на ст. Нижняя Актру, при облачности 10/0 баллов доля рассеянной радиации увеличивается до 33%, при облачности 10/10 баллов — до 100%.

Месячные суммы рассеянной радиации (табл. 26) дают представление о распределении ее в высокогорье Алтая. Они показывают увеличение рассеянной радиации на леднике Родзевича и других станциях, близких к массиву горы Белухи, относительно низкие значения D в долине р. Мульта (западная часть Катунского хребта) и увеличение D с высотой на 0,2 ккал/см² в этой долине.

Наибольшая суточная сумма рассеянной радиации (362 кал/см² сут) наблюдалась на ст. Мульта II 16.VIII. 1970 г. при средней облачности 9,6 балла. К этой величине близки суммы, полученные на ст. Мульта II 15.IV 1970 г. — 360 кал/см² при облачности 9,6 балла, и на ст. Ледник Родзевича 17.VI 1968 г. — 344 кал/см² сут при облачности 8,0 балла. В пасмурные дни с осадками суточные суммы рассеянной радиации обычно не превышают 100 кал/см².

Суммарная радиация (Q) определяется теми же факторами, от которых зависят ее составляющие: прямая и рассеянная радиация. Суточный ход суммарной радиации хорошо выражен как в ясные дни, так и в средних значениях (табл. 31), так как он определяется изменением высоты

Таблица 31

Суточный ход суммарной радиации по сезонам, кал/см² мин

| Время | IХ—XI | XII—II | III—V | VI—VIII | Ср. за год |
|-------------|-------|--------|-------|---------|------------|
| 6 ч 30 мин | 0,01 | — | 0,06 | 0,09 | 0,04 |
| 9 ч 30 мин | 0,45 | 0,13 | 0,70 | 0,76 | 0,51 |
| 12 ч 30 мин | 0,67 | 0,33 | 0,91 | 0,86 | 0,69 |
| 15 ч 30 мин | 0,15 | 0,05 | 0,44 | 0,51 | 0,29 |
| 18 ч 30 мин | — | — | 0,02 | 0,06 | 0,02 |

солнца. В дневном ходе суммарной радиации наблюдается асимметрия, которая отмечена и на многих других ледниках. Во вторую половину дня суммарная радиация увеличивается. Несмотря на асимметрию суточного хода Q , зависимость от высоты солнца летом выражена довольно хорошо. Суммарная радиация меняется линейно с высотой солнца до высоты солнца в 50°, затем происходят небольшие отклонения от прямой в сторону уменьшения. Для выяснения такой за-

висимости были использованы все данные в безоблачные дни в течение всех сезонов.

Наиболее высокие средние значения потока Q наблюдаются летом и весной (до $1,12$ кал/см² мин в июне и $1,04$ кал/см² мин в мае в 12 ч 30 мин). В декабре средние полуденные значения Q не превышают $0,22$ кал/см² мин.

Прозрачность атмосферы в приходе суммарной радиации играет небольшую роль. При увеличении прозрачности атмосферы вместе с увеличением прямой радиации уменьшается рассеянная, которая в какой-то степени компенсирует увеличение прямой радиации.

В ясные дни летом значения потока Q обычно равны $1,40$ — $1,50$ кал/см² мин, а зимой — $0,25$ — $0,35$ кал/см² мин. Максимальные значения незначительно превышают потоки в ясные дни, а осенью, зимой и весной нередко наблюдаются при безоблачном небе (табл. 32).

Таблица 32

Годовой ход максимальных величин потока суммарной радиации, кал/см² мин (время 12 ч 30 мин)

| Месяц | Число | Q | Облачность |
|-------|-------|------|-----------------|
| I | 31 | 0,65 | 0/0 |
| II | 25 | 1,03 | 10/0 Ci |
| III | 24 | 1,19 | 0/0 |
| IV | 6 | 1,33 | 6/0 Ci |
| V | 30 | 1,55 | 6/6 Cu |
| VI | 14 | 1,61 | 7/7 Cu |
| VII | 18 | 1,54 | 8/8 Cu, Cb |
| VIII | 27 | 1,63 | 10/9 Ci, Cu, St |
| IX | 3 | 1,29 | 0/0 |
| X | 1 | 0,95 | 3/0 Ci |
| XI | 5 | 0,69 | 0/0 |
| XII | 3 | 0,39 | 4/0 As |

Летом самые высокие значения на ст. Мульта I (до $1,63$ кал/см² мин) чаще всего наблюдаются при значительной как верхней, так и нижней облачности, увеличивающей поток рассеянной радиации.

На ледниках максимальные величины суммарной радиации достигают $2,04$ кал/см² мин (ст. Мульта II в 1972 г.). Такие большие величины Q обусловлены значительной облачностью (6—9 баллов), увеличивающей рассеянную радиацию до $0,4$ — $0,9$ кал/см² мин, и открытым солнечным диском, когда прямая радиация достигает $1,13$ — $1,35$ кал/см² мин. Немаловажную роль в большом приходе суммарной радиа-

ции играет и альbedo подстилающей поверхности. Почти все максимумы суммарной радиации наблюдались при высоких значениях альbedo (табл. 33). Высокие значения наблюдаются и на станциях с более низкими высотами. На ст. Кош-Агач в июле 1969 г. наблюдалась интенсивность Q , равная 1,92 кал/см² мин, на ст. Мульта I в августе 1971 г. — 1,63 кал/см² мин. Максимальная интенсивность суммарной радиации, превышающая 2,0 кал/см² мин, наблюдалась лишь на ледниках южных широт [7, 10]. На Шпицбергене эта величина не превышает 1,0 кал/см² мин [17].

Средняя полуденная интенсивность суммарной радиации при безоблачном небе составляет на станциях: Ледник Родзевича — 1,10 — 1,50; Кочурла — 0,92 — 1,41; Озеро — 1,08 — 1,39; Мульта I — 1,07 — 1,61; Мульта II — 1,00 — 1,53 кал/см² мин, закономерно убывая от июня к сентябрю.

Увеличение интенсивности суммарной радиации с высотой обязано в основном прямой солнечной радиации. На ст. Мульта II значительную роль играет и рассеянная радиация. В дневные часы, когда наблюдается максимальный приток суммарной радиации, разность составляет не более 3—19% между величинами суммарной радиации при безоблачном небе, измеренными на ст. Ледник Родзевича и Озеро. На ст. Мульта I и Мульта II наблюдается примерно такая же разность 7—8%, а градиент равен 0,12—0,13 кал/см² мин на 1000 м. Этот градиент несколько больше, чем полученный в других горных районах. Так, на Урале этот градиент равен 0,006 кал/см² мин на 100 м. [16]. Особенно большое увеличение суммарной радиации с высотой наблюдается на крупных ледниках, которое обусловлено не только увеличением прямой радиации, но и увеличением яркости неба [7].

Основной причиной различий в суточных суммах тепла суммарной радиации является большая продолжительность солнечного сияния на ст. Мульта II по сравнению с нижележащей ст. Мульта I в связи с меньшей закрытостью горизонта. Таким образом, большая продолжительность солнечного сияния, большая интенсивность прямой солнечной радиации, большее альbedo, а для ст. Мульта II и большая интенсивность рассеянной солнечной радиации приводят к тому, что при безоблачном небе суммы суммарной радиации на ст. Мульта II оказываются на 15—20% больше, чем на ст. Мульта I.

При наличии облаков интенсивность суммарной радиации может быть как больше, так и меньше, чем Q_0 , в зависимости от того, закрыт или нет солнечный диск и в зависимости от мощности и высоты нижней границы облаков. Колебание суммарной радиации, таким образом, очень большое. Даже при сплошной 10-балльной облачности колебания в срок 12 ч 30 мин наблюдались от 0,09 до 0,53 кал/см².

Максимальные значения суммарной радиации, кал/см² мин

| Станция | Дата | Высота солнца | Диск солнца | Облачность | A | S' | D | Q |
|------------------|----------------|---------------|----------------|------------|----|------|------|------|
| Озеро | 4 VIII 1966г | 56,8 | ☉ ² | 9/9 Cu | 16 | 1,15 | 0,46 | 1,61 |
| Ледник Родзевича | 27 VII 1968 г | 62,2 | ☉ ² | 6/6 Cu | 88 | 1,32 | 0,62 | 1,94 |
| Мульта II | 16 VIII 1970 г | 63,2 | ☉ ² | 9/9 Sc | 80 | 1,20 | 0,60 | 1,80 |
| Мульта II | 20 VI 1971 г | 62,8 | ☉ ² | 6/6 Sc | 46 | 1,25 | 0,62 | 1,87 |
| ☉ Мульта II | 22 VI 1972 г. | 62,8 | ☉ ² | 9/9 Cu | 42 | 1,19 | 0,85 | 2,04 |
| Мульта II | 28.VII 1973 г | 59,0 | ☉ | 7/7 Cu | 43 | 1,26 | 0,42 | 1,68 |
| Ледник Родзевича | 28.VI 1974 г | 63,0 | ☉ ² | 7/7 Cu | 25 | 1,43 | 0,26 | 1,69 |

При средних условиях облачности величина суммарной радиации снижается на 12—40% от Q_0 в зависимости от характера погоды за исследуемый период. Уменьшение суммарной радиации тем больше, чем больше облачность. Однако при начальном увеличении облачности (от 0 до 3 баллов), когда диск солнца открыт в большинстве случаев, а наличие облачности увеличивает рассеянную радиацию, наблюдается не уменьшение, а увеличение интенсивности суммарной радиации.

Кроме уменьшения общего потока коротковолновой радиации при увеличении облачности изменяется также и соотношение между прямой и рассеянной радиацией. В пасмурную погоду суммарная радиация состоит только из рассеянной радиации.

При средних условиях облачности на долю рассеянной радиации приходится 30—50%, на долю прямой — 50—70%. Как уже отмечалось, доля рассеянной радиации при ясном небе была 13%.

Максимальные дневные суммы суммарной радиации достигают в июне 824 кал/см² при прозрачности атмосферы 0,864, когда соотношение прямой и рассеянной радиаций было 118,0 и 706,0 кал/см² при средней облачности 8,0 баллов на ст. Мульта II, 862 кал/см² — на леднике Родзевича, 822 кал/см² — на ст. Нижняя Актру. В среднем суммы Q при безоблачном небе меняются от июня к сентябрю на ледниках от 820 — 620 кал/см², и в долинах — от 690 до 570 кал/см². Максимальные суммы превышают средние при безоблачном небе на 150—250 кал/см². Минимальные суммы Q наблюдаются в пасмурные дни при низкой сплошной облачности. Наименьшая сумма Q наблюдается в сентябре (85 кал/см²), т. е. в шесть раз меньше суммы при безоблачном небе.

Возможные суммы суммарной радиации изменяются на ледниках разных широт в пределах 600—800 кал/см², а действительные — от 300 до 600 кал/см² сут. Наибольшая дневная сумма 1010 кал/см² отмечена на леднике Витковско-го [7].

Месячные суммы Q (табл. 34) показывают, что на ледниках в долине р. Мульта приход суммарной радиации больше, а в долине Актру меньше, чем в долине р. Аккем и горных степях. К значению Q для данной широты более близки данные, полученные в районе горы Белухи и в долине р. Мульта. На ледниках долины р. Мульта наблюдаются даже большие значения. С высотой Q или увеличивается (долина р. Мульта) или уменьшается (долины р. Актру).

Годовой ход месячных сумм тепла суммарной радиации правильный (табл. 34) с максимумом в июне, достигающим 15,6 ккал/см², и минимумом в декабре (1,5 ккал/см²), нарушенный летом из-за большой облачности. На равнине мак-

Таблица 34

**Месячные суммы прямой солнечной радиации
в разных пунктах наблюдений, ккал/см²**

| Год | Пункт | V | VI | VII | VIII | IX |
|------|------------------|------|-------|------|-------------|-----|
| 1965 | Озеро | — | — | 11,6 | — | — |
| | Кучурла | — | — | — | 10,6 | — |
| 1966 | Озеро | — | — | 13,0 | 7,2 | — |
| | Кош-Агач | — | 11,1 | 12,7 | 12,1 | — |
| 1967 | Кош-Агач | — | 9,4 | 6,8 | 9,4 | — |
| 1968 | Ледник Родзевича | 15,8 | 11,1 | 8,3 | 11,3 | 5,5 |
| | Кош-Агач | 12,3 | 12,3 | 10,6 | 10,8 | 6,0 |
| 1969 | Мульта II | — | 8,0 | 5,4 | 5,4 | — |
| | Кош-Агач | — | 9,7 | 10,4 | 10,1 | — |
| 1970 | Мульта I | — | 11,4 | 9,0 | 7,2 | 7,8 |
| | Мульта II | — | 12,7 | 8,9 | 8,1 | 9,4 |
| | Кош-Агач | 11,3 | 9,7 | 7,9 | 10,2 | 8,0 |
| 1971 | Мульта I | — | 10,6 | 8,6 | 4,9 | 7,6 |
| | Мульта II' | — | 12,9 | 8,3 | 5,5 | 8,8 |
| | Кош-Агач | 11,3 | 13,6 | 10,6 | 10,2 | 8,3 |
| 1972 | Мульта II' | — | 8,3 | 6,6 | 8,0 | — |
| 1973 | Мульта I | — | 8,7 | 6,7 | 8,5 | — |
| | Мульта II' | — | 10,00 | 7,0 | 7,8 | — |
| 1974 | Озеро Аккем | — | 7,9 | 10,5 | 6,9 | — |
| | Ледник Аккем | — | 7,0 | 12,2 | 7,9 | — |

Таблица 35

**Месячные суммы рассеянной радиации
в разных пунктах наблюдений, ккал/см²**

| Год | Пункт | V | VI | VII | VIII | IX |
|------|------------------|-----|-----|-----|------|-----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 1965 | Озеро | — | — | 5,1 | — | — |
| 1966 | Кочурла | — | — | — | 5,3 | — |
| | Озеро | — | — | 4,0 | 5,5 | — |
| | Кош-Агач | 7,3 | 6,5 | 6,3 | 4,9 | 3,4 |
| 1967 | Кош-Агач | 6,4 | 6,8 | 7,2 | 5,6 | 3,7 |
| 1968 | Ледник Родзевича | 5,8 | 6,2 | 7,2 | 4,8 | 5,2 |
| | Кош-Агач | 5,4 | 6,1 | 6,0 | 4,9 | 5,0 |
| 1969 | Мульта II | — | 5,6 | 5,8 | 5,4 | — |
| | Кош-Агач | 7,1 | 7,3 | 6,5 | 5,5 | 4,3 |

Продолжение таблицы 3

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|------|--------------|-----|-----|-----|-----|-----|
| 1970 | Мульта I | — | 5,0 | 6,1 | 4,3 | 2,5 |
| | Мульта II | — | 6,1 | 5,0 | 6,0 | 3,5 |
| | Кош-Агач | 6,6 | 7,4 | 7,3 | 5,1 | 3,4 |
| 1971 | Мульта I | — | 5,0 | 4,8 | 4,3 | 2,3 |
| | Мульта II' | — | 5,6 | 6,4 | 5,0 | 3,2 |
| | Кош-Агач | 6,3 | 5,4 | 6,2 | 4,7 | 3,2 |
| 1972 | Мульта II' | — | 7,6 | 7,5 | 5,5 | — |
| 1973 | Мульта I | — | 6,1 | 5,8 | 4,4 | — |
| | Мульта II' | — | 6,5 | 6,4 | 4,9 | — |
| 1974 | Озеро Аккем | — | 5,9 | 5,1 | 5,0 | — |
| | Ледник Аккем | — | 7,2 | 5,6 | 5,5 | — |

Таблица 36

Месячные суммы суммарной радиации
в разных пунктах наблюдений, ккал/см²

| Год | Пункт | V | VI | VII | VIII | IX |
|---------|------------------|------|------|------|------|------|
| 1965 | Озеро | — | — | 16,7 | — | — |
| 1966 | Кочурла | — | — | — | 15,9 | — |
| | Озеро | — | — | 17,0 | 12,7 | — |
| | Кош-Агач | 18,6 | 17,6 | 19,0 | 17,0 | 11,7 |
| 1967 | Кош-Агач | 18,9 | 16,2 | 14,0 | 15,0 | 12,1 |
| 1968 | Ледник Родзевича | 21,6 | 17,3 | 15,5 | 16,1 | 10,7 |
| | Кош-Агач | 17,7 | 18,4 | 16,6 | 15,7 | 11,0 |
| 1969 | Мульта II | — | 13,6 | 11,2 | 10,8 | — |
| | Кош-Агач | 17,1 | 17,1 | 16,9 | 15,6 | 11,7 |
| 1970 | Мульта I | — | 16,4 | 15,1 | 11,5 | 10,3 |
| | Мульта II | — | 18,8 | 13,9 | 14,1 | 12,9 |
| | Кош-Агач | 17,9 | 17,1 | 15,2 | 15,3 | 11,4 |
| 1971 | Мульта I | — | 15,6 | 13,4 | 9,2 | 9,9 |
| | Мульта II' | — | 18,5 | 14,7 | 10,5 | 12,0 |
| | Кош-Агач | 17,6 | 19,0 | 16,8 | 14,9 | 11,5 |
| 1972 | Мульта II' | — | 15,9 | 14,1 | 13,5 | — |
| 1973 | Мульта I | — | 14,8 | 12,5 | 12,9 | — |
| | Мульта II' | — | 16,5 | 13,4 | 13,7 | — |
| 1974 | Озеро Аккем | — | 13,8 | 15,6 | 11,9 | — |
| | Ледник Аккем | — | 14,2 | 17,8 | 13,4 | — |
| Средняя | Нижняя Актру | — | 10,5 | 11,0 | 9,6 | 7,3 |
| | Верхняя Актру | — | — | 9,0 | 7,9 | 7,0 |

Таблица 37

Доля рассеянной радиации в суммарной, %

| Год | Пункт наблюдений | V | VI | VII | VIII | IX |
|------|------------------|----|----|-----|------|----|
| 1965 | Озеро | — | — | 30 | — | — |
| 1966 | Кочурла | — | — | — | 33 | — |
| | Озеро | — | — | 24 | 43 | — |
| 1967 | Кош-Агач | 39 | 37 | 33 | 29 | 29 |
| | Кош-Агач | 34 | 42 | 51 | 37 | 31 |
| 1968 | Ледник Родзевича | 27 | 36 | 46 | 30 | 49 |
| | Кош-Агач | 30 | 33 | 36 | 31 | 45 |
| 1969 | Мульта II | — | 41 | 52 | 50 | — |
| | Кош-Агач | 42 | 43 | 38 | 35 | 37 |
| 1970 | Мульта I | — | 30 | 40 | 37 | 25 |
| | Мульта II | — | 32 | 36 | 43 | 27 |
| | Кош-Агач | 37 | 43 | 48 | 33 | 30 |
| 1971 | Мульта I | — | 32 | 36 | 47 | 23 |
| | Мульта II' | — | 30 | 44 | 48 | 27 |
| | Кош-Агач | 36 | 28 | 37 | 32 | 28 |
| 1972 | Мульта II' | — | 48 | 53 | 41 | — |
| 1973 | Мульта I | — | 41 | 46 | 34 | — |
| | Мульта II' | — | 39 | 48 | 39 | — |
| 1974 | Озеро Аккем | — | 43 | 33 | 42 | — |
| | Ледник Аккем | — | 51 | 31 | 41 | — |

Таблица 38

Среднемесячные значения ааьbedo, %

| Год | Пункт наблюдений | V | VI | VII | VIII | IX |
|------|------------------|----|----|-----|------|----|
| 1967 | Ледник Родзевича | — | 42 | 39 | 64 | 70 |
| | Кош-Агач | — | 20 | 18 | 19 | 21 |
| 1968 | Ледник Родзевича | 48 | 34 | 38 | 42 | 65 |
| | Кош-Агач | 20 | 19 | 19 | 19 | 38 |
| 1969 | Мульта II | — | 42 | 43 | 39 | — |
| | Кош-Агач | 21 | 19 | 18 | 19 | 20 |
| 1970 | Мульта I | — | 23 | 24 | 21 | 18 |
| | Мульта II | — | 60 | 50 | 51 | 62 |
| | Кош-Агач | 19 | 19 | 20 | 22 | 22 |
| 1971 | Мульта I | — | 27 | 23 | 22 | 21 |
| | Мульта II' | — | 50 | 46 | 46 | 44 |
| | Кош-Агач | 19 | 20 | 19 | 20 | 20 |
| 1972 | Мульта II' | — | 51 | 43 | 24 | — |
| 1973 | Мульта I | — | 22 | 24 | 23 | — |
| | Мульта II' | — | 56 | 47 | 22 | — |
| 1974 | Озеро Аккем | — | 23 | 25 | 22 | — |
| | Ледник Аккем | — | 38 | 23 | 30 | — |

Месячные суммы эффективного излучения, ккал/см²

| Год | Пункт наблюдений | VI | VII | VIII | IX |
|------|------------------|------|------|------|-----|
| 1969 | Мульта II | -1,2 | -1,2 | 1,0 | — |
| | Кош-Агач | 5,1 | 5,2 | 4,8 | — |
| 1970 | Мульта I | 1,4 | 2,6 | 3,5 | 3,1 |
| | Мульта II | 0,8 | 0,5 | 1,3 | 3,6 |
| 1971 | Мульта I | 3,3 | 2,1 | 2,4 | 2,2 |
| | Мульта II' | 2,1 | 1,7 | 2,0 | 2,4 |
| 1972 | Мульта II' | 0,6 | 1,1 | 1,3 | — |
| 1973 | Мульта I | 2,6 | 1,7 | 1,7 | — |
| | Мульта II' | 1,8 | 1,1 | 1,4 | — |
| 1974 | Озеро Аккем | 2,5 | 3,8 | 3,3 | — |
| | Ледник Аккем | 1,0 | 1,4 | 2,1 | — |

Таблица 40

Месячные суммы радиационного баланса, ккал/см²

| Год | Пункт наблюдений | V | VI | VII | VIII | IX |
|------|------------------|-----|-----|------|------|-----|
| 1968 | Ледник Родзевича | 8,5 | 8,7 | 8,2 | 6,4 | 2,1 |
| | Кош-Агач | 8,1 | 8,8 | 8,1 | 6,7 | 2,7 |
| 1969 | Мульта II | — | 9,1 | 7,6 | 5,6 | — |
| | Кош-Агач | 7,8 | 8,7 | 8,7 | 7,8 | 4,4 |
| 1970 | Мульта II | — | 5,8 | 7,1 | 5,6 | 1,2 |
| | Мульта I | — | 8,7 | 8,5 | 6,6 | 5,9 |
| | Кош-Агач | 8,2 | 8,4 | 7,8 | 6,5 | 3,8 |
| 1971 | Мульта II' | — | 7,2 | 6,2 | 3,7 | 4,3 |
| | Мульта I | — | 8,1 | 7,4 | 4,8 | 5,9 |
| | Кош-Агач | 8,7 | 8,4 | 8,1 | 6,4 | 4,1 |
| 1972 | Мульта II' | — | 7,2 | 6,9 | 9,0 | — |
| 1973 | Мульта II' | — | 5,5 | 6,0 | 8,5 | — |
| | Мульта I | — | 8,9 | 7,8 | 8,2 | — |
| 1974 | Ледник Аккем | — | 7,8 | 12,3 | 7,3 | — |
| | Озеро Аккем | — | 8,1 | 7,9 | 6,0 | — |

симум месячных сумм в июне несколько больше (16,0—18,5 ккал/см²). Минимальный приход в декабре равен 2,0—3,3 ккал/см². На ст. Кош-Агач месячные суммы также больше соответствующих сумм на ст. Мульты I на 2—3 ккал/см². За год на ст. Мульты I поступило 100,6 ккал/см², что на 33,6 ккал/см² меньше, чем на ст. Кош-Агач, и на 10—35 ккал/см²

меньше, чем на равнинные станции (табл. 36). Все это дает основание говорить, что в центральной части Алтая, в речных долинах, несмотря на значительную высоту, приход коротковолновой радиации ограничен вследствие влияния орографии на закрытость горизонта и образование и распределение облачности. В межгорных котловинах годовой приход коротковолновой радиации несколько выше, чем на равнинных станциях из-за более благоприятных условий для теплоприхода. Величины составляющих радиационного баланса приведены в табл. 34—40.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белуха / Под ред. В. С. Ревякина — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1968 — 130 с.
2. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. — М: Наука, 1966 — 149 с.
3. Горный Алтай / Под ред. В. С. Ревякина. — Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1972 — 252 с.
4. Гросвальд М. Г., Кренке А. Н. и др. Оледенение Земли Франца-Иосифа. — М: Наука, 1973. — 352 с.
5. Комлев А. М., Титова Ю. В. Формирование стока в бассейне р. Катунь. — Новосибирск, 1966 — 150 с.
6. Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. — М: Изд-во АН СССР, 1963 — 170 с.
7. Крупнейшие ледники Средней Азии — ледники Федченко и Зеравшанский. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1967 — 263 с.
8. Куминова А. В. Растительный покров Горного Алтая — Новосибирск, 1960. — 450 с.
9. Макаревич К. Г., Пальгов Н. Н. Оледенение Заилийского Алатау. — М: Наука, 1969 — 288 с.
10. Оледенение Эльбруса / Под ред. Г. К. Тушинского. — М: Изд-во МГУ, 1968 — 345 с.
11. Ревякин В. С., Голещихин В. П. Радиационные свойства снега и фирна на Алтае. — В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 13 Томск, 1978, с. 145—155
12. Ревякин С. В., Галахов В. П., Голещихин В. П. Горноледниковые бассейны Алтая. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1979. — 309 с.
13. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 218 с.
14. Сапожникова С. А. Особенности термического режима Г. Алтая — Труды/НИИАК. Новосибирск, 1965, вып. 33, с. 97—123.
15. Справочник по климату СССР. Вып. 18—23 Ч. V — Л.: Гидрометеоздат, 1965—1968.
16. Троицкий Л. С. и др. Оледенение Урала. — М.: Наука, 1966. — 352 с.
17. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая — М.: Географгиз, 1949. — 375 с.
18. Троицкий Л. С. и др. Оледенение Шпицбергена. — М.: Наука, 1975. — 276 с.
19. Тронов М. В. Ледники и климат. — Л.: Гидрометеоздат, 1966. — 407 с.
20. Тронов М. В., Тронова Л. Б., Белова Н. И. Основные черты климата горноледникового бассейна Актру. — В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 4. Томск, 1965, с. 3—48.
21. Чижев О. П. и др. Оледенение Новой Земли. — М.: Наука, 1968. — 339 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ АКТРУ

С. А. НИКИТИН

В настоящее время в практику гляциологических исследований горных ледников все шире внедряются физические методы, одним из которых является радиолокационный. В числе первоочередных задач, решаемых им, является определение запасов льда как составной части снежно-ледовых ресурсов.

В программу работ в бассейне р. Актру летом 1978 г. вошло радиолокационное зондирование ледников. На леднике М. Актру пройден продольный профиль длиной 880 м и 16 поперечных профилей общей протяженностью 2000 м. На леднике Л. Актру длина продольного профиля составила 1700 м, длина двух поперечных — 1455 м.

Метод радиолокационного зондирования уже более 10 лет успешно применяется для изучения горных ледников [1—3, 7—10, 12, 13], т. к. он оказался более перспективным, чем классические методы разведочной геофизики — сейсмический и гравиметрический, ранее применявшиеся на ледниках. Он позволяет быстрее и с большей точностью определить толщину ледников. Кроме того, этот метод позволяет исследовать топографию ложа, определять глубины залегания и массу моренных включений, оценивать наличие воды в леднике [3].

Метод радиолокационного исследования ледников основан на явлении отражения радиоволн при прохождении границ раздела различных сред. Для зондирования ледников Актру был применен импульсный метод радиолокации, в котором информация о толщине ледника и о глубине залегания различных включений содержится во времени задержки отраженного сигнала относительно зондирующего.

Радиолокационные сигналы при прохождении через ледниковую толщу значительно ослабляются. При температуре льда, близкой к нулю, коэффициент ослабления радиоволн на частоте 440 МГц составляет 0,02—0,05 дБ/м [2,13]. Тающая поверхность ледника ослабляет радиолокационный сиг-

нал на 25—30 дБ [2]. Принятый сигнал значительно флуктуирует. В нем присутствуют сильные отраженные сигналы от неоднородностей ледниковой толщи, расположенных близко к поверхности, от водонасыщенных горизонтов, от трещин и пустот и от внутренних морен. Поэтому однозначное выделение сигналов от ложа ледника затруднено и требуется статистическая обработка многих реализаций отраженных сигналов, получаемых при незначительных перемещениях радиолокационной установки по поверхности ледника. Труднодоступность горных ледников, сложность рельефа поверхности и ложа исключают возможность перемещения радиолокационной установки с помощью транспортных средств. Все это накладывает следующие требования на параметры аппаратуры:

1. Достаточно высокий энергетический потенциал (для толщин 300—400 м — 130—140 дБ).

2. Узкие диаграммы направленности антенн в Е- и Н-плоскостях.

3. Автоматическая регистрация отраженных сигналов при непрерывном перемещении радиолокационной установки по поверхности ледника.

4. Возможно меньший вес и габариты установки.

В основу установки для радиолокационного зондирования был положен серийно выпускаемый самолетный радиовысотомер РВ-17. Успешный опыт применения таких высотомеров имеется у гляциологов ИГАН, МГУ, ЛГУ, ААНИИ. Точность измерения составляет 10% [2, 8, 10, 12]. Высотомер РВ-17 состоит из блоков приемопередатчика и индикатора. Несущая частота 440 МГц, длительность зондирующего импульса $\tau=0,5$ мкс, чувствительность приемника 120 дБ, вес комплекта 12 кг. Радиолокационная установка позволяет измерять минимальную толщину ледника 42 м при принятой средней скорости распространения радиоволн во льду 167 м/мкс [12]. Отраженные сигналы, принятые приемной антенной и усиленные приемником, через дифференцирующую RC-цепь поступают в осциллограф С1-20 на вход Z и высвечиваются на экране в виде яркостных меток. Непрерывная регистрация яркостных меток осуществляется фотоаппаратом «Зенит ЗМ» на движущуюся фотопленку. Отдельные яркостные метки при перемещении аппаратуры по поверхности ледника на движущейся пленке сливаются в линии, образующие радиопрофили ледника. Непрерывное перемещение пленки осуществляется электродвигателем через редуктор. Вся аппаратура установлена на легких металлических санях (рис. 1). Вес аппаратуры с санями 45 кг.

Для увеличения энергетического потенциала радиолокационной установки приемная и передающая антенны были сделаны в виде решеток из четырех зигзагообразных излучате-

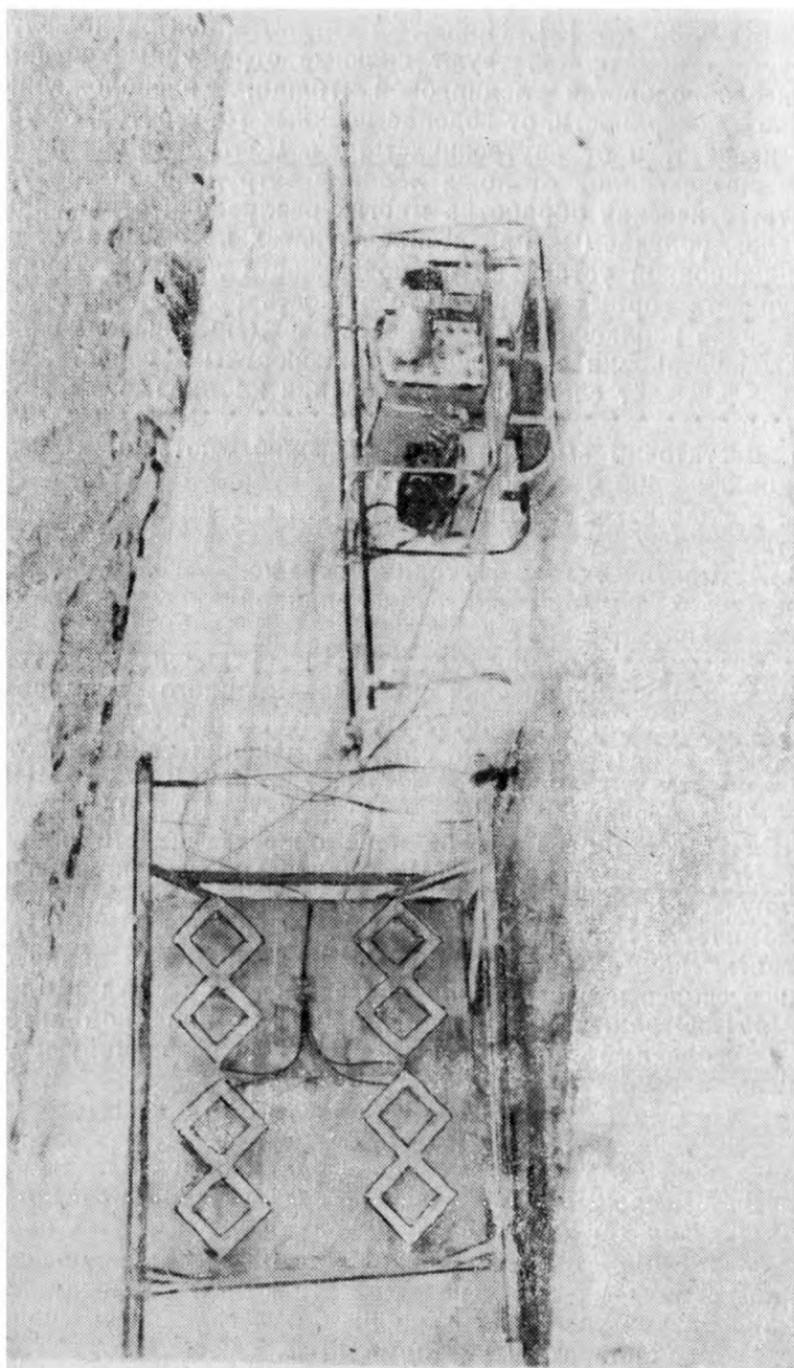


Рис 1. Радиолокационная установка

лей со сплошными рефлекторами. Ширина диаграммы направленности в Н-плоскости 55° , в Е-плоскости — 40° . Коэффициент усиления антенн на прием и передачу составляет 30 дБ. Обе антенны жестко соединены между собой на расстоянии 215 см. Вес антенной системы 50 кг.

Питание аппаратуры осуществлялось от унифицированного бензоагрегата постоянного тока АБ—1—П/30 и преобразователя типа МА-500 по стометровому кабелю. Вес источника питания с кабелем — 100 кг.

Радиолокационное зондирование на всех профилях производилось по единой методике. Перемещение аппаратуры по поверхности ледника на лыжах вызывало большие вибрации и удары, что отражалось на качестве записей принятых сигналов. Поэтому при съемке аппаратуру и антенны несли четыре человека. Для удобства к саням с аппаратурой и антеннами были приделаны ручки и привязаны брезентовые петли (рис. 2).

Перед началом движения производилась настройка фоторегистратора и приемника. Начало метки зондирующего импульса совмещалось на экране осциллографа с началом шкалы. Используя результаты сейсмического профилирования, проведенного на ледниках Актру в 1956—1957 гг. геофизическим отрядом ТГУ под руководством Г. С. Кравцова [4—6], в зависимости от предполагаемой толщины ледника выбирался масштаб развертки осциллографа — 1 или 0,5 мкс/см. Затем включался двигатель протяжки фотопленки и делалась отметка на фотопленке о начале движения. Отметка осуществлялась включением лампочки подсветки калибровочной шкалы. Эти же отметки регистрировали на фотопленке моменты прохождения пятидесяти- или стометровых вешек на поверхности ледника. Шкала, кроме отметок пройденного расстояния по леднику, служила при обработке записей для определения задержек сигналов. Длина питающего кабеля обусловила протяженность участков профиля, проходимых за один прием, — 200 м. Затем источник питания перемещался на 200 м вперед по профилю и цикл съемки повторялся снова. На крутых участках профилей для бензоэлектроагрегата и преобразователя во льду вырубались площадки и производилась их страховка с помощью штопорного крюка. Отснятые фотопленки проявлялись тут же на леднике. При необходимости некоторые участки профилей проходились снова.

При обработке записей отраженных сигналов и построении разрезов ледников встретился ряд трудностей:

1. Отсутствие опыта обработки и интерпретации записей подобной информации. На большинстве участков профилей отраженные сигналы представляют очень сложную картину меток.

2. Отсутствие публикаций об обработке непрерывных

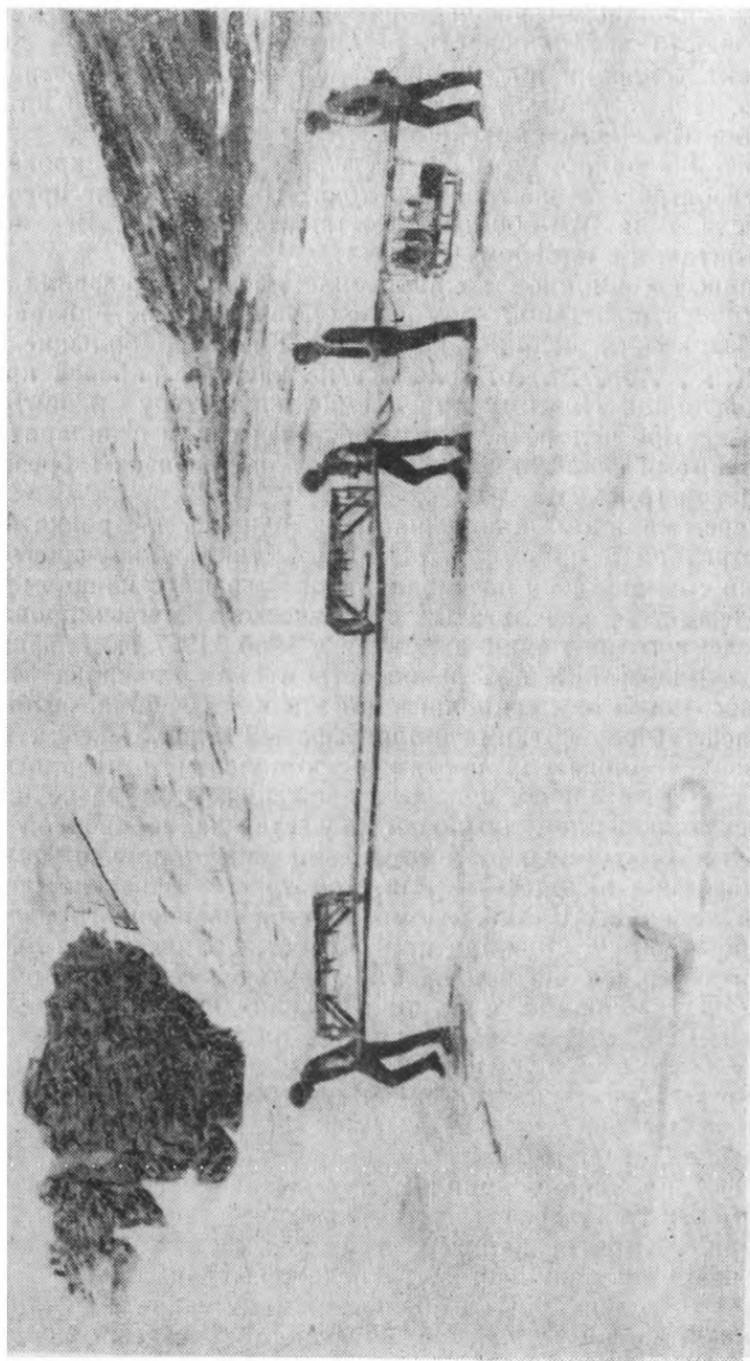


Рис. 2. Прохождение профиля на леднике Л. Актру

записей в режиме Z индикации, полученных на горных ледниках.

3. Значительное расхождение полученных результатов радиолокационного зондирования с результатами сейсмического зондирования.

Пример записи отраженных сигналов представлен на рис. 3. Запись соответствует участку 300—400 м 5-го профиля на Л. Актру. Масштаб развертки осциллографа 0,5 мкс/см.

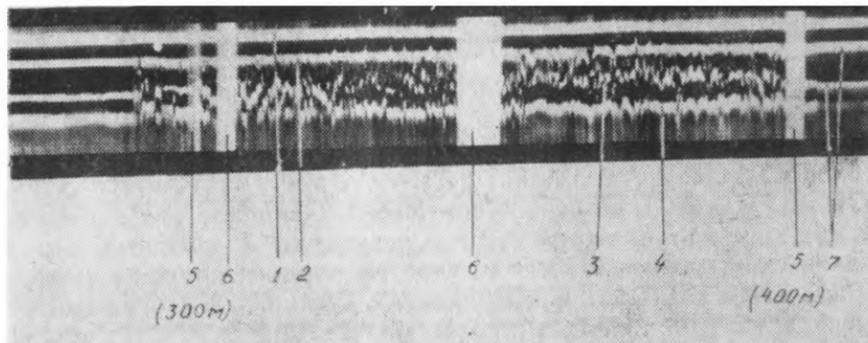


Рис 3 Запись радиолокационных сигналов на участке 300—400 м пятого профиля на леднике Л. Актру 1 — зондирующий сигнал; 2 — сигнал, возникающий из-за понижения чувствительности приемника вследствие перегрузки мощными сигналами, отраженными от поверхности и близлежащих неоднородностей; 3 — сигналы от промежуточных горизонтов; 4 — сигналы от ложа; 5 — метка пройденного расстояния; 6 — метки, «вырезающие» записи сигналов из пленки при неподвижных остановках на проходном профиле; 7 — участки записи отраженных сигналов, получаемые при неподвижных антеннах

Обработка полученных записей и построение разрезов ледников велось по методике, основанной на статистическом анализе флуктуаций задержек отраженных сигналов. Эта методика предложена Л. А. Сухановым в 1968 г. [8].

Анализируя отраженные сигналы, Л. А. Суханов [12] пришел к выводу о неприемлемости представления ледника в виде одного или нескольких слоев льда, имеющих четкую границу лед—камень. Отражающую границу в такой среде можно представить как средний горизонт максимальных плотностей отражающих объектов. Такими объектами в придонном переходном слое будут придонные трещины, промоины, прослойки льда разной структуры и степени загрязненности моренным материалом, прослойки моренного материала, наконец, участки самого ложа. При статистической обработке для определения глубины средних горизонтов отражающих объектов вычисляется вероятность попадания передних фронтов отраженных сигналов P_i в узкие интервалы времени Δt_i , области существования этих сигналов и строятся со-

ответствующие гистограммы. При обработке были приняты следующие допущения:

1) аппаратура перемещалась по поверхности ледника с постоянной скоростью;

2) фотопленка в фоторегистраторе перемещалась также с постоянной скоростью.

При таких допущениях каждому участку на проходимом профиле соответствует определенный участок фотопленки с записанными отраженными сигналами. Для определения глубины залегания отражающих горизонтов обрабатывались отдельные участки записей (через 25 м), соответствующие перемещению аппаратуры по поверхности ледника на 6—8 м. Обрабатываемая запись увеличилась и на нее накладывалась временная шкала с ценой деления $\Delta t_i = 0,05$ мкс (за время 0,05 мкс электромагнитная волна распространяется во льду на расстояние 8,35 м). Затем измерялась длина (в мм) участка записи, попавшего в интервал Δt , и подсчитывалась вероятность P_i . По результатам подсчета строились гистограммы. По виду участка обработанной записи отраженных сигналов и построенной для него гистограмме определялось количество отражающих горизонтов и делался вывод о принадлежности отражений с определенной задержкой к тому или иному отражающему горизонту. Определение средней глубины залегания отражающих горизонтов на каждом обрабатываемом участке записи производилось по формуле для математического ожидания дискретной величины

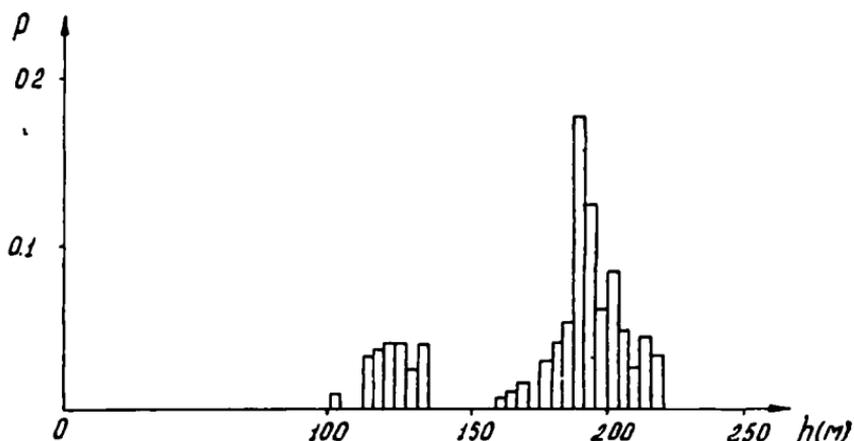


Рис. 4. Гистограмма отраженных сигналов в точке 1625 м на втором продольном профиле Л. Актру: 1 — верхняя отражающая граница; 2 — нижняя отражающая граница (ложе ледника)

В качестве примера на рис. 4 представлена гистограмма, построенная по сигналам, принятым в районе отметки 1625 м второго продольного профиля на леднике Л. Актру. На

ней выделяются две отражающие границы. Нижняя отражающая граница соответствует ложу ледника. О происхождении верхнего отражающего слоя судить в настоящее время пока не можем.

Ледник М. Актру

Перед началом радиолокационного зондирования на поверхности ледника были размещены профили. Разметка осуществлялась вешками, которые забуривались через 50 м. Продольный профиль начинался в 100 м от конца ледника на высотной отметке 2268 м. Длина профиля 880 м. Последняя, 19, веха была забурена у ледопада перед глубокими поперечными трещинами, пересекающими ледник по всей ширине. Ее высотная отметка 2548 м.

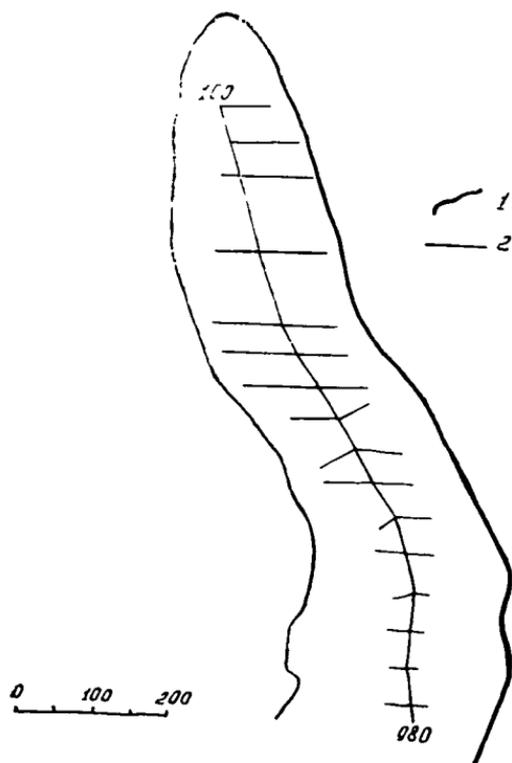


Рис 5 Расположение профилей радиолокационного зондирования на леднике М. Актру: 1 — контур ледника; 2 — профили радиолокационного зондирования

Схема расположения профилей на леднике М. Актру представлена на рис. 5. Результаты радиолокационного зондирования по продольному профилю представлены на рис. 6.

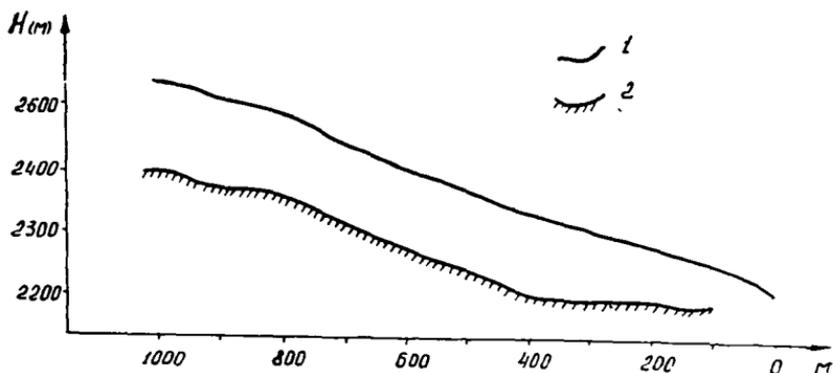


Рис. 6 Продольный разрез ледника М Актру 1 — поверхность ледника; 2 — граница ледник—ложе

Ледник Л. Актру

На леднике Л. Актру пройдено 5 профилей (рис. 7). Продольный профиль состоял из трех участков. Первый участок длиной 300 м начинался в 125 м от тура, сложенного на вер-

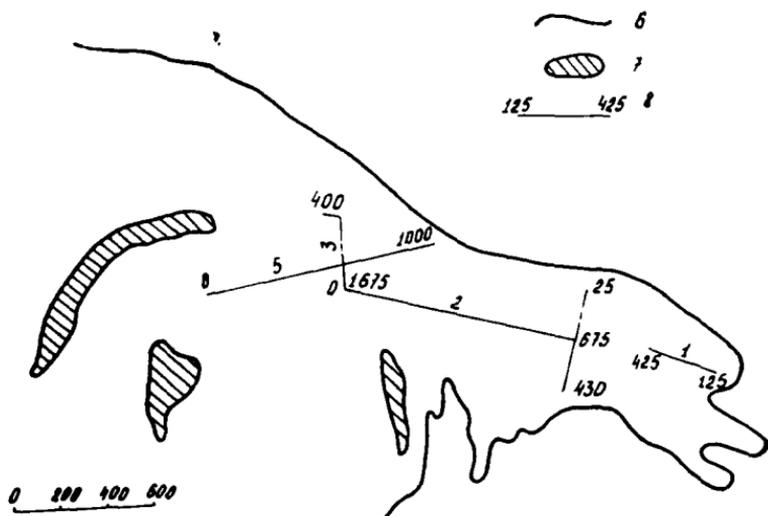


Рис. 7. Расположение профилей радиолокационного зондирования на леднике Л. Актру: 1, 2, 3 — участки продольного профиля; 4, 5 — поперечные профили, 6 — граница ледника; 7 — выступы скал; 8 — профили радиолокационного зондирования

шине «бараньего лба», и оканчивался у зоны трещин, покрывающих ледник по всей ширине. Вторым участком продольного профиля начинался выше зоны трещин и был проведен вдоль осевой линии ледника по азимуту 255°. Длина второ-

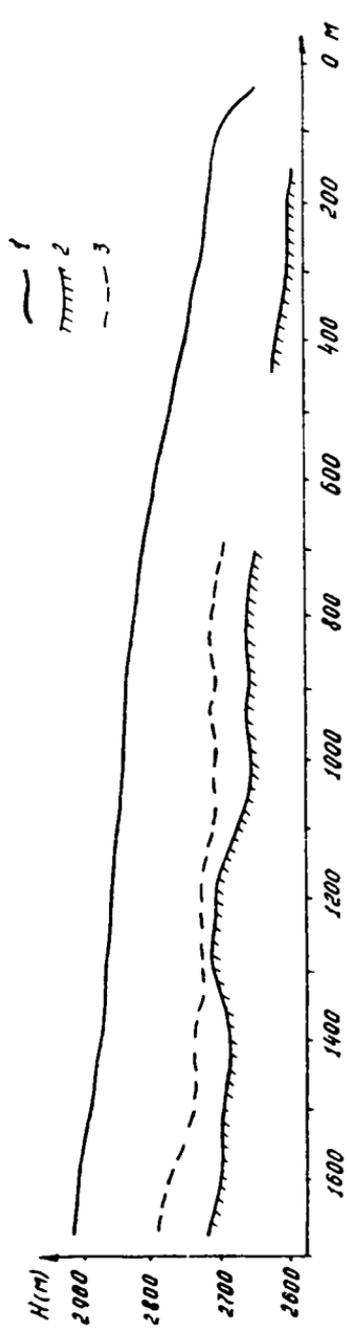


Рис. 8 Продольный разрез ледника Л. Актру по профилям 1 и 2. 1 — поверхность ледника, 2 — граница ледника—ложе; 3 — промежуточный отражающий горизонт

го участка продольного профиля — 1000 м. Третий участок длиной 400 м был пройден от конца второго участка, сначала в северном направлении 330°, затем 70 м по азимуту 260°. Четвертый профиль (поперечный) проведен через начало второго участка продольного профиля и имеет длину 460 м. Пятый профиль пройден из-под скального уступа, разделяющего верхний фирновый бассейн и среднюю часть ледника. Направление профиля по азимуту 80°, длина — 1000 м.

Максимальные толщины — 190—192 м наблюдались на втором и пятом профилях в районе скального сброса под ледопадом. При движении из-под ледопادا по второму продольному профилю ложе ледника имеет поднятие на 40 м. Затем ледник снова увеличивает свою толщину до 186 м. Минимальная толщина льда в районе поднятия ложа 145 м. На большинстве участков профилей наблюдается промежуточный отражающий горизонт. Сигналы от этого горизонта, весьма слабые в начале второго профиля, увеличивают свою интенсивность к его концу. В районе поднятия ложа этот промежуточный горизонт как бы нивелирует профиль ложа в направлении движения ледника. Радиолокационные разрезы Л. Актру представлены на рис. 8—11.

Полученные радиолокационные разрезы ледника Л. Актру не совпадают с резуль-

татами сейсмических исследований 1956—1957 гг. По результатам сейсмического профилирования ледник имеет переуглубленное ложе и является подпруженным. Максимальная

глубина по сейсмическим данным получена недалеко от Голубого озера и составляет 350 м. По результатам радиолокационных исследований ледник Л. Актру не имеет таких больших толщин льда и не является подпруженным.

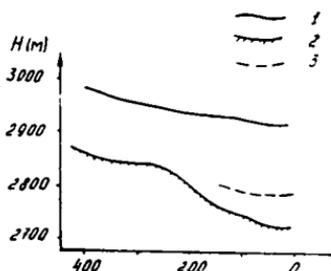


Рис 9 Разрез ледника Л Актру по профилю 3 1 — поверхность ледника, 2 — граница ледник—ложе, 3 — промежуточная отражающая граница

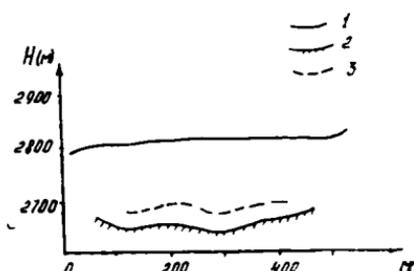


Рис 10. Поперечный разрез ледника Л Актру по профилю 4 1 — поверхность ледника, 2 — граница ледник—ложе; 3 — промежуточная отражающая граница

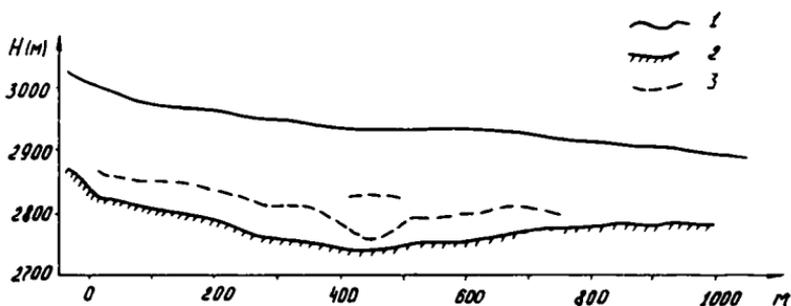


Рис 11. Разрез ледника Л. Актру по профилю 5: 1 — поверхность ледника; 2 — граница ледник—ложе; 3 — промежуточная отражающая граница

При сопоставлении данных сейсмических исследований 1957 г. и радиолокационного зондирования в 1978 г. интересен вывод в статье И. Я. Олейника [11] о поверхностных скоростях движения ледников Актру: «Имеется явное несоответствие между измеренной толщиной ледника (350 м) и скоростью движения. Это несоответствие хотя и может быть объяснено наличием ямы (впадины), но в то же время вызывает мысль о необходимости повторных определений мощности ледника».

Таким образом:

1. Во время летних полевых работ в 1978 г. на ледниках Актру снято 6 км радиолокационных профилей. Максимальные толщины, измеренные радиолокационным методом в зо-

не абляции, составили на леднике М. Актру 140 м, на леднике Л. Актру — 192 м. Результаты, полученные на Л. Актуру, почти в два раза расходятся с данными сейсмопрофилирования, проведенного в 1956—1957 гг.

Теоретические расчеты толщины и измерения поверхностных скоростей ледника М. Актру показывают, что максимальная толщина ледника должна составлять около 200 м. Это говорит в пользу данных радиолокационного метода измерения.

2. Для калибровки радиолокационных данных о толщине ледников необходима постановка термобурения в контрольных точках радиопрофилей.

3. Увеличение разрешающей способности и уменьшение веса аппаратуры позволит наблюдать динамику процессов снегонакопления фирновой зоны.

4. Установка в бассейнах аккумуляции ледников радиолокационных отражателей позволит регистрировать колебания их поверхности в процессе движения ледника.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богородский В В Физические методы исследования ледников.— Л Гидрометеониздат, 1968 — 214 с.
2. Богородский В В Радиозондирование льда — Л: Гидрометеониздат, 1975 — 64 с.
3. Итоги науки и техники — Гляциология. Т 1 — М, 1977 — 196 с.
4. Кравцов Г. С Переносная восьмиканальная сейсмическая станция для работы на высокогорных ледниках Результаты опытных сейсмических исследований на леднике Малый Актру в Центральном Алтае — В кн: Основные методические указания по гляциологическим исследованиям Вып 15. М, 1957, с 87—97
5. Кравцов Г. С, Терентьева Л Г Результаты сейсмических исследований на высокогорных ледниках Центрального Алтая в 1957 г.— В кн.: Гляциологические исследования в период МГГ. Вып. 1. М, Изд-во АН СССР, 1959, с. 62—68
6. Кравцов Г. С. Результаты сейсмических исследований на леднике Большой Актру — Вопросы географии Сибири. Томск, 1962, № 4
7. Лучининов В. С, Мачерет Ю. Я Интерпретация данных радиолокационного зондирования теплых горных ледников — В кн: Материалы гляциологических исследований Хроника, обсуждения Вып 20 М., 1972, с. 195—200.
8. Мачерет Ю. Я., Суханов Л. А. Опыт применения импульсного высотомера РВ-10 для измерения толщины «теплых» горных ледников с их поверхности — В кн: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. Вып. 17. М., 1970, с 60—72
9. Мачерет Ю. Я, Лучининов В. С. Интерпретация результатов контактной радиолокационной съемки теплых горных ледников — В кн: Материалы гляциологических исследований Хроника, обсуждения. Вып. 22. М., 1973, с. 45—57.
10. Рюмин А. К Гляциологические и геоморфологические исследования Тяньшанской экспедиции ЛГУ в хребте Терской Алатау — Вестник ЛГУ. Геология, география, 1967, № 6, вып 1, с. 73—83
11. Олейник И Я. Результаты наблюдений за поверхностными скоростями ледников Актру — В кн: Гляциология Алтая. Вып. 5 Томск, 1967, с. 66—97.

12. Суханов Л. А. Измерение мощности горных ледников радиолокационным методом — В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения Вып. 22. М., 1973, с 58—65

13. Финкельштейн М. И., Мендельсон В. Л., Кутев В. А. Радиолокация слоистых земных покровов — М.: Советское радио, 1977.— 174 с.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЛИТОЛОГИИ И ОСОБЕННОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

А. Н. РУДОЯ

Исследованию отложений древних приледниковых водоемов в отечественной литературе уделено большое внимание. В настоящее время подробнее изучены озерно-ледниковые образования равнинных территорий Советского Союза, гораздо хуже они исследованы в горных районах современного и древнего оледенений.

В Горном Алтае известно несколько речных долин, где имеются озерно-ледниковые отложения типа ленточных. Наиболее представительные их обнажения встречены на восточном склоне ванны Телецкого озера у пос. Беле, в долинах рр. Бол. Улаган и Кубадру бассейна р. Башкаус и в Юго-Восточном Алтае в бассейне р. Чаган-Узун. Помимо этого, отложения ленточного типа небольшой мощности встречаются и в других районах Горного Алтая, в бассейнах рр. Жасатер, Чулышман и др., в мелких озерах у краев современных ледников.

В бассейне р. Чаган-Узун озерно-ледниковые отложения развиты наиболее широко, в связи с чем этот район был выбран нами в качестве ключевого для выявления основных закономерностей в строении ленточных толщ, а также для отработки приемлемой общей методики определения условий их формирования в горных районах.

Р. Чаган-Узун образована слиянием крупных водотоков — Джело и Талдура, берущих начало из ледников Северо- и Южно-Чуйского хребтов. В 20 км от устья р. Чаган-Узун принимает мощный правый приток р. Чаган, результат слияния рр. Ак-Кол и Кара-Оюк, питаемых в верховьях ледниками Южно-Чуйских Альп. На всем протяжении долины этих рек имеют ясно выраженные корытообразные поперечные профили. Днища долин выполнены преимущественно ледниковым материалом различных генераций. Устьевой частью бассейн открывается в обширную Чуйскую котловину (рис.1).

Крупнейшие местонахождения ленточных «глин» в бассейне расположены в трех пунктах: 1. Голоценовые (МГУ—

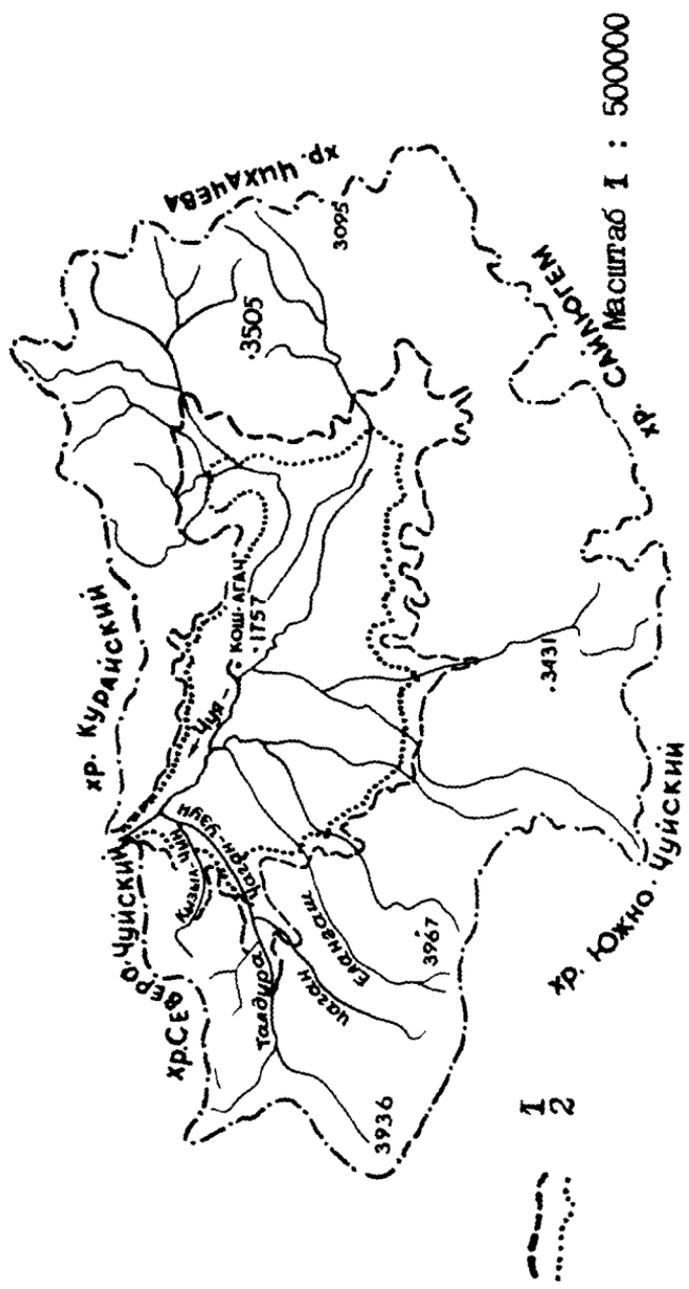


Рис. 1. Схема бассейна Чуйской котловины 1 — береговая линия пра-Чуйского озера максимума трансгрессивной фазы среднего плейстоцена, 2 — береговая линия пра-Чуйского озера максимума трансгрессивной фазы позднего плейстоцена

ИОАН — 137, 3200 ± 600 лет) озерно-пролювиальные песчанистые алевриты древнего Ак-Кольского водоема. 2. Верхне-четвертичные (МГУ — ИОАН — 65, 25300 ± 600 лет) озерно-ледниковые осадки в нижней части долины р. Чаган-Узун в районе пос. Кызыл-Маны. 3. Линза среднечетвертичных (МГУ — ТЛ — 3, 266 тыс. ± 30 тыс. лет) ленточных «глин» в приустьевой части долины р. Чаган [15].

В первом из отмеченных пунктов озерные осадки приурочены к проточному моренно-подпрудному оз. Ак-Коль, являющемуся реликтом древнего, более обширного водоема, образование которого связано с мультинской и кочурлинской стадиями деградации последнего оледенения [5]. Озерные и озерно-пролювиальные отложения развиты здесь по обоим бортам долины и прослеживаются на расстоянии около 8 км с видимой мощностью в 30 м относительно современного уровня озера. Поверхность толщи на всем протяжении осложнена сетью оврагов, в стенках которых вскрываются обычно ритмично переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты, мерзлые в нижней части разреза, с прослоями и линзами льда. К мерзлым породам и льдистым включениям приурочена основная масса растительных остатков, по которым и получена радиоуглеродная датировка в 3200 ± 600 лет [15]. Мощность годичных напластований в обнажении колеблется от 0,6—0,8 см в лентах, сложенных относительно тонкозернистым матерьялом, до 5—7 в песчанистых парах. В среднем же их толщина составляет около 1,5 см, исходя из чего период осадконакопления описываемой толщи оценен нами приблизительно в 1500 лет. Такая же величина продолжительности седиментации Ак-Кольских озерно-ледниковых отложений получена и сотрудниками МГУ [15]. Достаточно четкая дифференциация годичных лент на зимние и летние ритмы в разрезах Ак-Кольской толщи позволяет, таким образом, однозначно подходить к оценке относительного возраста этих образований.

Ленточные отложения верхнечетвертичного возраста развиты в нижней части бассейна р. Чаган-Узун. Имея максимальную видимую мощность в 30—35 м, эта толща начинается в 2,5 км ниже пос. Кызыл-Маны и прослеживается на расстоянии 13 км почти до нижнего конца ущелья Чаган-Узун. В многочисленных обнажениях выделяются две пачки озерно-ледниковых осадков, разделенных горизонтом флювиогляциальных галечников, залегающих с размывом на поверхности нижней, более древней пачки, которая местами подстилается отложениями основной морены.

Толща имеет яснослоистое строение, что обычно подчеркивается ветровой препарировкой стенок обнажения, имеющих ребристую поверхность. Такие ребра включают, как правило, не одну, а несколько годичных лент, что отражает, ве-

роятно, природные явления более высокого порядка. Описание толщи достаточно подробно было произведено в ряде работ [8, 12 и др.].

Мощность годовичных лент во вложенной пачке чаган-узунских ленточных отложений варьирует от 15—20 мм в подошве и кровле разреза до 1—1,3 мм в средней его части. Выделяются также редкие, относительно мощные (до 70 мм) прослои крупнозернистых полимиктовых песков, иногда ожелезненных с редкими включениями гравия и гальки. В целом же в разрезе преобладают пары толщиной до 3 мм. Толщина годовичных наслоений в нижележащей, более древней пачке несколько больше. Таким образом, Чаган-Узунская толща накапливалась не менее 5 тыс. лет.

В обнажении левого борта долины р. Чаган ленточные «глины» залегают в виде выпуклой книзу линзы мощностью около 50 м. Вверху эти осадки перекрываются переслаивающимися среднечетвертичными галечниками и валунными суглинками, снизу линза подстилается маломощным слоем валунно-галечниковых суглинков и отложениями эоплейстоцена [13 и др.]. В строении толщи принимают участие ритмично переслаивающиеся осадки алевритовой, пелитовой и мелкопесчаной фракций. Текстура породы тонкослонистая, параллельная. Ленточный облик толща имеет вследствие последовательного чередования слоев пелита с относительно большим и меньшим содержанием алевритового материала и незначительной (доли процента) примесью тонкозернистого песка в кровле разреза. Весьма характерным для чаганской ленточной толщи является присутствие горизонтов очень плотных, преимущественно глинистых осадков, через различные интервалы (от 15 до 40 см) прослеживающихся снизу вверх по всему разрезу. Мощность таких прослоев колеблется в пределах одного сантиметра, они залегают согласно вмещающим породам и хорошо выдержаны по простиранию.

При полевом макроскопическом выделении годовичных лент в разрезе чаганской толщи встретились затруднения: наряду с лентами, представленными ясно выраженными темным (летним, относительно грубозернистым) и светлым (зимним, относительно мелкозернистым) слоями с отчетливой при этом внутрисезонной (суточной?) ритмикой, в обнажении в изобилии встречаются участки, где такая закономерность трудно уловима из-за исключительной тонизны пар слоев.

При камеральном изучении монолитов, отобранных из озерно-ледниковых отложений, было установлено, что чаганская и чаган-узунская ленточные толщи имеют ряд общих литологических признаков: ленточное строение, **одинаковый** в большинстве случаев гранулометрический состав минеральных частиц в светлых и темных ритмах, **одинаковый** характер контактов между отдельными слоями с различными

екстурами и отдельными лентами и т. д. Поэтому в процессе выделения годичных и более дробных ритмов в Чаганском разрезе мы руководствовались теми же соображениями, что и при оценке относительного возраста чаган-узунских ленточных «глин». Подсчеты показали, что в среднем плейстоцене в приустьевой части долины Чагана накопление алевропелитов происходило со средней скоростью 3—4 мм в год и период формирования ленточных отложений составлял не менее 12—15 тыс. лет.

Таким образом, в бассейне р. Чаган-Узун озерные отложения фиксируют в среднем и позднем плейстоцене и голоцене наличие приледниковых водоемов с периодами седиментации соответственно не менее 15,5 и 1,5 тыс. лет.

В последние годы рыхлые отложения Чаган-Узуна подробно изучались сотрудниками лаборатории новейших отложений МГУ. По этому вопросу в печати появился ряд публикаций, в том числе и работы, специально посвященные выяснению условий формирования ленточных «глин» в свете палеографических реконструкций [15, 16, 17, 18 и др.], сведенных в недавно вышедшей монографии по опорным разрезам новейших отложений Горного Алтая [12]. Согласно расчетам этих исследователей, время накопления чаган-узунской ленточной толщи равнялось примерно 300 годам, а период формирования чаганской линзы озерно-ледниковых осадков — приблизительно 130. Эти цифры получены исходя из средней мощности годичных наслоений соответственно в 8 и 30 см. Полученные этими авторами величины на порядок и более отличаются от наших, что, конечно, не может не привести к различной их интерпретации и вынуждает нас специально останавливаться на некоторых вопросах ритмичности осадконакопления в плейстоценовых приледниковых озерах и приводить более обоснованную аргументацию своих соображений.

Несмотря на десятилетия, прошедшие со времени опубликования ставших классическими работ де Геера, Саурамо, Антевса и др., проблема расчленения ленточных отложений сейчас, пожалуй, также далека от окончательного решения, как и в начале века. «...В одних горизонтах обнажения отдельные ленты отчетливо дифференцированы, в других — границы между лентами неясны, и повторные попытки замера натолкнулись на невозможность... решить: где же следует провести границы отдельных лент?» — отмечал в 1931 г. К. К. Марков [4, с. 390]. «Подсчеты (суточных ритмов — А. Р.) не были легкими, так как при общем довольно четком различии суточных варв бывают также и исключения», — писал по этому поводу М. Шварцбах [20]. К этому можно добавить еще целый ряд подобных высказываний, указывающих на сложность задачи.

Между тем выяснение некоторых палеогеографических аспектов в большой степени зависит от надежности выделения

годовых лент, что является одной из основных проблем изучения озерно-ледниковых отложений. Установление литологических критериев «годовичности» позволит в узком смысле ясно определить понятия «годовая лента», «сезонный ритм», «внутрисезонная (суточная?) микрослоистость», а в широком — реконструировать гидроклиматическую обстановку в период седиментации ленточных «глин» и время формирования озерно-ледниковых образований в целом, что открывает широкие возможности для палеогляциологических построений.

При изучении чаган-узунской ленточной толщи мы первоначально разделили разрез на отдельные горизонты, имеющие при различной мощности одинаковое строение, опираясь при этом на такие основные показатели, как цвет, микротекстура, механический и вещественный состав зерен. Такими горизонтами в толще являются последовательно чередующиеся слои темного и светлого тонов, сложенные алевролитами с меньшим и большим содержанием пелитового материала. Границы, разделяющие каждую пару слоев, отбиваются довольно четко: помимо относительно резкой смены крупности обломочного материала на контакте, последний подчеркивается изменением окраски со светлой на темно-палевую. В то же время переход от темного, относительно грубозернистого слоя к светлому внутри пары слоев осуществляется постепенно.

Часто к переходным зонам от темного к светлому слоям в паре приурочена микрослоистость низшего порядка с мощностью слоев в 0,1 — 1,0 мм. Их количество в парах колеблется от 1—2 в толстослоистых лентах до 10—12 в лентах наиболее типичных, хотя в отдельных парах их можно считать и больше (до 25), или они отсутствуют вообще. Меняя свою мощность от десятых долей миллиметра в нижних частях контакта до сотых в верхних, микрослойки, постепенно сливаясь, образуют светлый ритм.

В обнажениях пары темного и светлого тонов имеют различную мощность, однако изменение толщины пар в разрезе происходит, как правило, постепенно и равномерно, что свидетельствует о формировании этих пар в равные промежутки времени. Очевидно, что резкие литологические различия темного и светлого слоев в паре соответствуют специфическим, ясно выраженным этапам осадконакопления в определенные промежутки времени.

Наиболее приемлемыми единицами времени, объединяющими два резко отличных периода седиментации, являются сутки (день — ночь) и год (лето — зима). Если предположить, что указанные пары темного и светлого тонов являются внутрисезонными (или т. н. суточными) образованиями, то в этом случае микрослоистость, присущую большинству лент, придется признать внутрисуточной и при этом придется обос-

новывать многократные по числу микрослойков изменения твердого стока с ледников в течение суток. Расходы ледниковых рек в течение суток действительно непостоянны, меняется и их мутность, однако достаточно ли этих кратковременных колебаний для дифференциации осадка?

Наблюдения за изменениями температуры воздуха в течение суток в период абляции в ряде современных горноледниковых бассейнов Алтая показывают, что кривые суточного хода температур для различных бассейнов имеют обычно по одному резко выраженному подъему и спаду, совпадающими соответственно с послеполуденными и послеполуночными часами (14). Какими же процессами следует объяснять в таком случае наличие в парах более 1—2 микрослойков (до 25!)?

Одновременно, считая описываемые пары темного и светлого тонов внутрисезонными лентами, образованными в период таяния ледника, как это делает А. А. Свиточ и др. [12, 16], следует ожидать, что через какой-то интервал по разрезу в толще должен находиться зимний слой с другими литологическими особенностями. Таких слоев нет, и в каждом отдельном случае за него нужно принимать или относительно тонкозернистый слой какой-либо пары по субъективным соображениям, причем в этом случае теряется всякие надежды на установление объективных критериев расчленения ленточных осадков, или выделять в качестве зимнего слоя целую пачку лент, например, наиболее тонкослоистых, и при этом доказывать возможность многократных изменений хода седиментации осадков в зимние периоды [8].

Годовой цикл в континентальных условиях характеризуется ярко выраженными температурными различиями летнего и зимнего сезонов, что проявляется в резком увеличении твердого стока ледниковых рек в абляционные периоды и весьма незначительным поступлением обломочного материала в приледниковый бассейн в зимнее время. Причем формирование зимнего слоя связано, как правило, с медленным выпадением в осадок наиболее тонкодисперсных частиц, не успевших достичь дна в летнее и осеннее время (когда привнос относительно крупнозернистого материала в бассейн все еще продолжается), в связи с чем в зимних ритмах микрослонистость не прослеживается. Для ленточных «глин» Эстонии этот факт, в частности, отмечался Э. А. Пиррусом [9, с. 79]. Учитывая весьма сомнительную вероятность проявления в зимних слоях внутрисезонной, а тем более внутрисуточной микрослоистости, рассматриваемые пары могут быть только годичными лентами, где темный слой соответствует летнему, а светлый — зимнему сезонам, и средняя мощность годичных лент и для чаган-узунского и для чаганского обнажений не будет превышать 3—4 мм.

Увеличенная мощность годовых лент (до 40 см, по А. А. Свиточу и др.) свидетельствует об интенсивном таянии деградировавшего ледника и об увеличении транспортирующей способности талых вод. Таким образом, в осадке следовало бы ожидать повышенного содержания относительно крупнообломочной фракции. Связь гранулометрического состава и толщины годовых лент прослеживается уже на материале древних алтайских озер. Это, в первую очередь, осадки пр.-Ак-Кольского водоема, где, как указывалось выше, мощность годовых лент колеблется от 6 мм в тонкозернистых до 15 мм в песчаных парах. Это, во-вторых, дренажные ленты чаган-узунского разреза, толщина которых является в толще аномальной и достигает 7 см при крупнопесчаном составе с включениями гравия и гальки. В озерных осадках у пос. Беле на Телецком озере при мощности годовых лент до 10 см, толща в целом имеет существенно песчаный состав (табл. 1).

Таблица 1

Средние значения гранулометрического состава ленточных отложений некоторых пунктов Горного Алтая

| Адрес | Сумма фракции | |
|-----------------------------------|---------------|---------------|
| | менее 0,01 мм | более 0,01 мм |
| Долина р. Чаган-Узун, летние слои | 14,72 | 85,28 |
| Там же, зимние слои | 32,33 | 67,67 |
| Там же, валовый | 31,20 | 68,80 |
| Долина р. Чаган, летние слои | 14,48 | 85,52 |
| Там же, валовый | 30,02 | 69,08 |
| Там же, криохронные слои | 65,48 | 34,52 |
| Терраса у пос. Беле, валовый | 19,84 | 80,16 |

Зависимость толщины годовых лент от механического состава осадков отмечали и другие исследователи. Так, например, М. Шварцбах [20] в ленточных «глинах» древней долины р. Вайстрих (Альпы) определил среднюю толщину годовых лент в 5—6 см, отмечая их песчаный состав. Наконец, К. К. Марков [3], ссылаясь на работы Саурамо, иллюстрировал эту закономерность таблицей, в которой делается попытка установить численную зависимость между скоростью осадконакопления, механическим составом отложений и расстоянием водоема от края ледника для ленточных осадков Южн. Финляндии (табл. 2).

Как следует из табл. 1, средние диаметры частиц из ча-

Таблица 2

| Расстояние от края ледника, км | Мощность ленты, см | Механический состав ленты |
|--------------------------------|--------------------|------------------------------|
| 0,5—1,5 | 30 | Песок |
| 4 | 1 | Ил |
| 22 | 0,7 | Илистая глина |
| 50 | 0,4 | То же, гигроскопичность 6,36 |
| 67 | 0,2 | Глина, гигроскопичность 7,3 |

ганской и чаган-узунской толщ не выходят за пределы алевритовой размерности и практически одинаковы, причем интересно, что содержание пелитового материала в валовых пробах приближается к таковому в зимних слоях чаган-узунской толщи (и, вероятно, чаганской, судя по механическому составу летних слоев обоих разрезов).

Обильное поступление обломочного материала можно было бы также объяснить продолжительным, но относительно холодным абляционным периодом, однако А. А. Свиточ и др. [16] сами предполагают, что абляционный режим средне- и позднеплейстоценовых ледников во время формирования ленточных «глин» был близок к таковому у современных ледников Горного Алтая — около 80 и около 60 дней в году соответственно.

В некоторых толстослойных лентах отдельные микрослои имеют мощность, равную или превышающую мощность некоторых зимних ритмов в тонкослойных лентах. Во избежание ошибочного определения ранга слоя мы имели в виду следующие важные диагностические признаки любой годичной ленты в толщах:

а) контакт летнего слоя с зимним происходит путем постепенного уменьшения крупности обломков снизу вверх (от летнего слоя к зимнему), почти всегда сопровождающегося скачкообразным (по количеству микрослойков) изменением минералогического состава. Разница в крупности обломочного материала в летних и зимних ритмах значительна, а размеры частиц в двух соседних микрослойках почти одинаковы;

б) количество ориентированных по напластованию минеральных компонентов независимо от того, есть или нет внутрисезонные прослои, уменьшается равномерно, имея максимум в подошве летнего ритма, и практически отсутствует в зимних слоях. В двух соседних микрослойках процент ориентированных частиц почти одинаков.

Как отмечалось многими исследователями, для образования четкой «суточной» ритмичности в осадке необходимо, чтобы в области абляции ледников существовала значительная амплитуда температур дня и ночи. При этом Э. А. Пиррус [9], ссылаясь на работы М. Шварцбаха, написанные в 1940 и в 1955 гг., а А. А. Свиточ — на работу того же исследователя, опубликованную в 1955 г., и на работу Э. А. Пирруса, указывают, что в озерно-ледниковых отложениях ленточного типа микрослоистость может образовываться при средних температурах выше $+5^{\circ}$, причем Э. А. Пиррус подразумевает под этим среднюю температуру воздуха в течение суток [9, с. 80], а А. А. Свиточ и др. пишут о температуре воды [12, с. 137 и др.]. Так как суточная лента соответствует одним, реже — нескольким суткам (а строго говоря, микрослоистость может фиксировать изменения в ходе седиментации продолжительностью и менее одних суток [12, с. 13], то по количеству микрослойков в летнем слое годичной ленты эти исследователи оценивают количество суток с температурой воздуха выше 5° и приходят, таким образом, к продолжительности периодов абляции в каждый конкретный год. Так, А. А. Свиточ и др., исходя из средней мощности микрослойков в 1,6 мм, а летних ритмов в 130 мм для Чаганского разреза, получили величину абляционного периода в 80 сут. Для времени существования Чаган-Узунского водоема этот период оценен ими в 60 сут. Не говоря уже о на порядок завышенных мощностях сезонных ритмов, сам метод и его результаты не могут быть признаны удовлетворительными по нескольким причинам.

Во-первых, средняя мощность годичных лент в Чаганском разрезе равняется, по А. А. Свиточу и др., 30 см [16, с. 287], варьируя от 15 до 40 см в различных типах лент, в то время как мощность существенно глинистых слоев, принятых этими авторами за зимние, колеблется в очень незначительных пределах (около 1 см), что само по себе вызывает сомнение в правильности диагностики годичных образований. Для расчета периодов абляции эти авторы почему-то использовали лишь 13 см средней толщины летнего слоя (из 30!), оставив остальные 15—17 см на долю зимнего и переходных сезонов. Если же при расчетах имелись в виду именно переходные от летнего к зимним ритмам участки, то длительность абляционного периода, рассчитанная этим методом, исследователями существенно занижена,

так как отбрасывается интервал, соответствующий летнему таянию. Если при таком методе учитывать всю мощность летнего (по А. А. Свиточу и др.) слоя, то величина периода абляции во время формирования ленточных «глин» значительно превысит длительность абляционного периода в современных горноледниковых бассейнах, что маловероятно.

Во-вторых, средняя мощность внутрисезонных микрослоев в толще не может характеризовать количество вариаций хода седиментации в течение абляционного периода. В данном случае можно лишь говорить, что среднее количество изменений режима осадконакопления фиксируется количеством микрослоев в годичной ленте. В самом деле, правомерно ли делить среднюю мощность летнего ритма на среднюю мощность внутрисезонного (суточного?) слоя и получать при этом продолжительность абляционного периода?

Утверждение о том, что микрослоистость в ленточных отложениях образуется при среднесуточных температурах выше $+5^{\circ}$, является не совсем верным. В работе М. Шварцбаха [20, с. 577], на которую ссылался Э. А. Пиррус, сказано, что «.. образование суточных варв связано с большими расходами талой воды, которые и обеспечивают богатый привнос ила. Однако ...расходы ледниковых ручьев растут только в том случае, если среднемесячные температуры уже на всем протяжении находятся выше 0° (около 5°) Wenn die Monatsmittel der Temperatur schon ein ganzes Itük über 0° (bei 5°) liegen...». В другой работе этого же автора [19] указывается, что благоприятными условиями для образования «суточной» ритмики являются низкие температуры талых вод. Это естественно, так как только в этих условиях может происходить резкая дифференциация тонкообломочного материала по минералогическому составу и другим свойствам. На эту особенность термического режима приледниковых водоемов еще в 1927 г. обращал внимание К. К. Марков [3, с. 682].

Таким образом, внутрисезонная микрослоистость фиксирует не периоды со средними температурами воды или воздуха более 5° , а количество случаев перехода температуры воздуха через 0° в сторону ее понижения, когда привнос новых порций обломочного материала в бассейн почти прекращается и осадконакопление в водоеме происходит практически так же, как и в зимнее время. Этим, в частности, объясняется аналогичное строение светлых внутрисезонных микрослоев, осложняющих летние ритмы, и зимних микрослоев. И если о количестве таких случаев можно говорить определенно, судя по количеству светлых микрослоев в паре, то оценивать их продолжительность можно лишь относительно, исходя из мощности микрослоев.

Так, среди выделяемых для чаган-узунской толщи типов

годовых лент [8], небольшая толщина сезонных ритмов в лентах первого типа (тонкие, двуслойные) может свидетельствовать о коротком и холодном абляционном периоде и малых расходах водотоков. Второй тип лент (тонкие, 1—2 мм, четырехслойные, с одним тонкозернистым микрослойком на контакте с зимним ритмом) характеризует в общем неблагоприятные гидроклиматические условия седиментации, на фоне которых перед окончанием абляционного периода имело место значительное похолодание. Ленты третьего и четвертого типа (двух- и четырехслойные, мощностью до 4 мм) отражают более продолжительный абляционный период с большими расходами талой воды. Пятый тип лент (ленты средней и повышенной до 1,5 см мощности, летний слой состоит из серии микролент мощностью в доли миллиметра) характеризует наиболее сложную обстановку в период седиментации с многократными колебаниями температур и режима стока на фоне в целом холодного абляционного периода.

Очевидно, что интенсивность осаднения пелитовой фракции и в зимнее и в летнее время практически одинакова и на ее различное процентное содержание в зимних и летних ритмах влияет повышенное содержание в последних алевроитового материала (см. табл. 1). Вероятно, что существовали годы, когда среднемесячные температуры летних сезонов не обеспечивали существенного (по сравнению с зимними) увеличения расходов ледниковых водотоков, т. е. были отрицательными, твердый сток с ледника при этом был минимальным или отсутствовал вовсе.

В этом случае, при отсутствии новых поступлений обломочного материала, характер седиментации взвешенных частиц и в зимнее и в летнее время по существу не менялся: в осадок выпадала наиболее тонкая, пелитовая фракция, причем крупность материала по мере осаднения постепенно уменьшалась.

Такие относительно холодные периоды в процессе формирования ленточных отложений в разрезе чаганской толщи отражены горизонтами очень плотных, преимущественно глинистых осадков, весьма выдержанными по простиранию и по мощности. Их толщина колеблется около одного сантиметра.

Однообразие вещественного состава зерен в этих горизонтах и отсутствие в них какой-либо дифференциации материала не соответствуют общепринятым представлениям о свойствах обычных годовых лент, состоящих из двух сезонных слоев. В настоящем случае представляется целесообразным выделять отдельные слои, характеризующие особую, специфичную обстановку осадконакопления. Такие слои мы будем называть криохронными.

В отличие от годичных лент криохронные слои соответствуют одному или нескольким годам с чрезвычайно коротким и холодным абляционным периодом, или, что вероятнее всего, вообще без него. Как и в зимних ритмах, в криохронных слоях микрослоистость не установлена, однако в отличие от первых эти слои характеризуются вдвое большим содержанием пелитовой фракции. Этот факт косвенно свидетельствует о том, что формирование криохронных слоев происходило в отрезки времени большие, чем сезон или год, в течение которых в осадок успевал выпасть весь взвешенный материал или большая его часть. Заметная линейная транспортировка в эти холодные годы отсутствовала, в связи с чем крупность минеральных частиц в слоях по простирацию практически не менялась.

В приконтактных частях, вмещающих криохронные горизонты пород, представленных летними ритмами, часто наблюдается активизация микрослоистости, причем мощность микрослоев чрезвычайно мала и составляет десятые и сотые доли миллиметра. По мере приближения к глинистому слою микрослойки постепенно сливаются, образуя тонкий малоконтрастный зимний ритм, после чего обычно следует четкий контакт с криохронными горизонтами. Вероятно, в ряде случаев похолодания происходили и заканчивались постепенно.

Резкое отличие криохронных слоев от вмещающих пород обусловлено также и насыщенностью пелитовой массы гравием и мелкой галькой, в связи с чем самопроизвольное расчленение монолитов из толщи чаще всего производится по этим горизонтам. Гравий и галька очень слабо окатаны, имеют угловатую форму и приурочены обычно к верхним частям глинистых горизонтов. Очевидно, в годы, когда в бассейн поступал преимущественно пелитовый материал, зеркало воды было бронировано льдом, на поверхность которого с окружающих склонов попадали относительно крупные обломки. Поскольку длительность ледостава в эти периоды была больше, чем в обычные зимние сезоны, то и концентрация спроектировавшегося при стаивании льда гравийно-галечникового материала в криохронных слоях гораздо значительнее, чем во вмещающих породах, где обнаружены лишь отдельные его экземпляры.

В разрезе чаганской ленточной толщи криохронные слои выделяются очень отчетливо, прослеживаясь снизу вверх по разрезу через интервалы от 15—20 до 40 см, редко — больше. В среднем они повторяются через 30 см. Исходя из скорости осадконакопления в 3—4 мм в год, мы оцениваем эти интервалы в 85 лет. Следует подчеркнуть, что эта продолжительность является средней, имеющиеся же отклонения бывают часто очень значительными.

В чаган-узунской ленточной толще определение многолетней ритмики затруднено в связи с тем, что здесь отсутствуют выразительные маркирующие горизонты, аналогичные криохронным слоям в Чаганском разрезе. Как отмечалось выше, во вложенной, более молодой, пачке озерных отложений Чаган-Узунского разреза ветровая препарировка стенок обнажений подчеркивает слои, включающие в себя некоторое количество годовых лент. Иногда такие наборы лент на контактах друг с другом разделяются значительно ожелезненными лентами с несколько повышенной мощностью летних ритмов, имеющих ржаво-бурый цвет и преимущественно песчаный состав. Таким образом, в толще очень неопределенно выделяются ритмы, близкие к 11- и 22-летним, соответствующие, вероятно, периодам с резким возрастанием мутности водотоков.

Ак-Кольские озерно-ледниковые и озерно-пролювиальные осадки имеют строго локальное распространение: в проксимальной части пра-Ак-Кольское озеро подпруживалось мореной мультинской стадии, прекращение седиментации этих отложений совпало с кочурлинской стадией последнего оледенения Горного Алтая. Судя по мощности годовых напластований и по величине минеральных зерен ак-кольских ленточных «глин», процесс осадконакопления происходил относительно интенсивно в условиях неглубокого слабопроточного бассейна в непосредственной близости от конца питающего ледника. За пределы конечно-моренного вала мультинской стадии озерный литогенез не распространялся.

Иначе и сложнее обстояло дело в период формирования ленточных осадков в нижней части долины. В устье эпигенетического участка долины, где выклиниваются обе пачки позднеплейстоценовых озерно-ледниковых отложений, каких-либо преград, которые могли бы в верхнечетвертичное время подпруживать талый сток с ледников бассейна р. Чаган-Узун, не обнаружено. В общем, можно допустить, что талый сток во вторую фазу позднеплейстоценового оледенения (второй мегастадиял, по П. А. Окишеву) происходил не по одному фиксированному руслу, соответствующему современному тальвегу реки, а по нескольким (следы которых, впрочем, не сохранились), и где-то могли существовать конечные морены, препятствующие свободному выносу твердого материала в Чуйскую котловину. Однако совершенно определенно можно утверждать, что талый сток в период формирования чаган-узунских ленточных отложений был линейным, а не площадным. Полевые наблюдения и анализ аэрофотоснимков опровергают последнее допущение. Заключение некоторых авторов [12 и др.] о том, что чаган-узунские озерно-ледниковые отложения являются свидетельством существ-

ования в 2,5 км ниже пос. Кызыл-Маны моренно-подпрудного озера, не подтверждается, таким образом, фактическим материалом и говорит лишь о недостаточной изученности территории этими исследователями. Совершенно очевидно, что в эпоху позднечетвертичного оледенения сток талых вод в долине р. Чаган-Узун был свободным, и талые воды беспрепятственно поступали в обширный ледниково-подпрудный водоем, следы существования которого отчетливо сохранились в виде абразионных террас и береговых валов в рельефе Чуйской впадины [1, 2, 6, 7, 10, 11, 13 и др.]. Накопление озерно-ледниковых отложений в Чаган-Узунском заливе происходило в это время по дельтовому типу, что подчеркивается, в частности, слабым падением слоистости вниз по долине и присутствием в приподошвенных горизонтах обнажений характерных текстур ряби течения, свидетельствующих о кратковременных колебаниях зеркала пра-Чуйского озера [8].

Учитывая значительно большие масштабы оледенения Горного Алтая в среднечетвертичное время, что признается большинством исследователей, а также имея в виду особенности палеогеографической обстановки в эпоху последнего оледенения в описываемом районе, неизбежно напрашивается вывод о возникновении в Чуйской котловине в среднем плейстоцене еще более обширного водоема, что О. А. Раковец и Г. А. Шмидт [13] увязывают со временем деградации ледников второй фазы максимального оледенения Горного Алтая. Ряд признаков свидетельствует в пользу того, что Чаганский водоем, в котором в среднем плейстоцене происходило накопление алевропелитового материала, также не являлся замкнутым образованием, а имел связь с основным, пра-Чуйским озером.

Если принять точку зрения В. Е. Попова [11] и А. А. Свиточа и др. [16] и считать Чаганский приледниковый водоем локальным моренно-подпрудным, а имеющийся разрез среднеплейстоценовых озерно-ледниковых отложений его продольным профилем, то следовало бы ожидать: 1) уменьшения мощности годовых лент и дифференциации обломочного материала по крупности в толще сверху вниз по течению; 2) падения слоистости в направлении течения талых вод. В действительности этого не наблюдается. Видимая плоскость разреза ориентирована на юго-восток параллельно современной долине р. Чаган. Вероятно, исходя из этого факта и было сделано заключение о локальности Чаганского водоема. Однако в этом случае не была учтена возможная перестройка гидросети рисс-вюрмское время, сопровождавшаяся значительным эрозионным врезом (около 200 м). По нашим представлениям, сток талых вод деградирующих среднечетвертичных ледников бассейна р. Чаган-Узун происходил на этом

участке в направлении, субперпендикулярном современному течению водотоков, а мелкообломочный материал аккумуляровался в приустьевой части Чаганского залива точно так же как это было показано для позднеплейстоценовой дельты Чаган-Узуна, только на более высоком гипсометрическом уровне. Факт перераспределения стока талых вод подчеркивается так же и тем, что в озерных отложениях обоих разрезов отмечается различное содержание карбонатного материала. Осадки чаган-узунской ленточной толщи чрезвычайно бурно реагируют на соляную кислоту, в то время как чаганские озерно-ледниковые отложения на действие соляной кислоты отвечают лишь в порошке и очень слабой реакцией. В верховьях Чаган-Узуна карбонатные породы не пользуются большим развитием, коренные породы представлены здесь кембрийскими малокарбонатными сланцами и песчаниками. Верховья рр. Талдура и Джело, напротив, могли поставлять материал переработки сильно карбонатизированных пород среднего и нижнего девона.

К сожалению, мы лишены возможности проследить изменения в литологии ленточных отложений в продольном профиле Чаганского залива и видим лишь неунничтоженный последледниковыми процессами фрагмент его поперечного сечения.

Временная и пространственная корреляция ленточных толщ бассейна Чаган-Узуна и пра-Чуйского ледниково-подпрудного озера дает нам возможность с некоторым приближением оценить размеры и длительность существования последнего.

При определении размеров пра-Чуйского озера мы опирались в первую очередь на высотное положение террасовых уровней. Как говорилось, абразионные террасы в изобилии встречаются на склонах Чуйской котловины, где они осложняют как коренные борта впадины, так и рельеф фронтальных морен в устьях речных долин. П. А. Окишев [6] обнаружил волноприбойные уступы на высоте 2100 м. По нашим данным, эта отметка несколько занижена. На южном склоне Курайского хребта, в районе пос. Ортолык, абразионные террасы прослеживаются на высоте около 2200 м.

Оценивая абсолютный возраст озерных террас на склонах котловины, обычно исходят из предполагаемого возраста самого озера, определяемого по геолого-геоморфологическим материалам. Так, Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец [2] считают, что в устье долины р. Чаган-Узун имеется две системы абразионных террас, первая из которых фиксирует возникновение озера непосредственно перед максимальным выдвиганием Чаган-Узунского ледника в котловину, а вторая — период опорожнения водоема при деградации максимального оледенения. В. Е. Попов [10], справедливо отнеся обильно

террасированный внешний конечно-моренный пояс Чаган-Узуна ко времени максимума последнего оледенения Горного Алтая, увязывает период существования пра-Чуйского озера с фазами развития и деградации позднечетвертичных ледников. Принимая последнюю точку зрения Е. В. Девяткина [1], П. А. Окишев относит время образования абразионных террас к эпохе первого постмаксимального оледенения (верхний плейстоцен). А. А. Свиточ и В. С. Хорев [17] допускают, что верхние террасовые уровни могут относиться к более древнему, среднеплейстоценовому водоему. В ряде других работ, где с разной степенью детальности рассматривается этот вопрос, предлагаются в общем различные варианты перечисленных выше мнений.

Очевидно, что самые нижние террасовые уровни, выработанные в моренном рельефе позднеплейстоценовых ледников первого, по П. А. Окишеву [7], мегастадиала (а сейчас уже имеются ТЛ-датировки соответствующих моренных отложений в $58 \pm 6,7$ тыс. лет [15], фиксируют этап опорожнения пра-Чуйского водоема, который следовал за наполнением бассейна, сопровождавшимся аккумуляцией чаган-узунской ленточной толщи и относительным стационариванием уровня озера. Регрессия озера и образование лестницы волноприбойных террас сопровождалась активным врезанием талых ледниковых вод в толщу моренных и озерно-ледниковых осадков.

Высотное положение бесспорно верхнечетвертичных террас в моренном рельефе ограничивается в низовьях р. Чаган-Узун абсолютными отметками самих моренных комплексов. Для оценки размеров позднеплейстоценового пра-Чуйского озера мы будем пользоваться максимальной отметкой кровли чаган-узунских озерно-ледниковых отложений, которая равняется 1940 м.

Верхние абразионные уровни, хотя они и развиты по коренным породам, что должно было бы обеспечить их лучшую сохранность по сравнению с нижними террасами конечных морен в случае их одновозрастности, напротив, гораздо хуже выдержаны по простиранию, имеют нечеткие, нарушенные склоновыми процессами бровки и фестончатый рисунок в плане (рис. 2, 3, 4). Поэтому мы склонны согласиться с мнением А. А. Свиточа и В. С. Хорева, относящих верхние волноприбойные уровни к среднему плейстоцену.

Самая низкая точка центральной части Чуйской котловины расположена сейчас неподалеку от пос. Кош-Агач, ее отметка 1757 м. Разницу между наибольшей высотой среднеплейстоценовых абразионных террас и этой отметкой следует считать максимальной глубиной пра-Чуйского озера эпохи максимального оледенения. При этом площадь водного бассейна, оконтуренная по горизонтали 2100 м (отметка кровли



Рис 2 Плановый рисунок волноприбойных террас, осложняющих рельеф позднелейстоценового возраста Юго-восточная часть Курайской когловины

линзы чаганских ленточных отложений), составляла около 3 тыс. км², а объем воды при средней глубине бассейна в 350 м — около 600 км³.

В максимум оледенения позднего плейстоцена размеры пра-Чуйского озера были несколько меньше. Площадь бас-

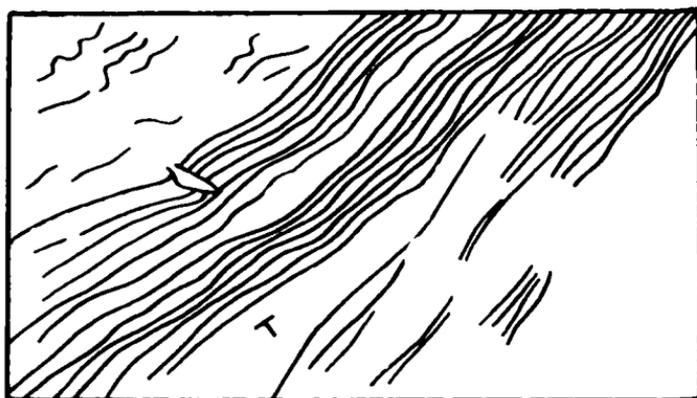


Рис 3 Плановый рисунок волноприбойных террас, развитых на конечной морене максимального оледенения Чаган-Узуна Устье долины р Чаган-Узун

сейна, оконтуренная по горизонтали 1940 м, равнялась приблизительно 2 тыс. км², а объем воды — около 400 км³.

Как в среднем, так и в позднем плейстоцене пра-Чуйское озеро являлось весьма сложным и динамичным образованием, поэтому полученные величины справедливы для конкрет-

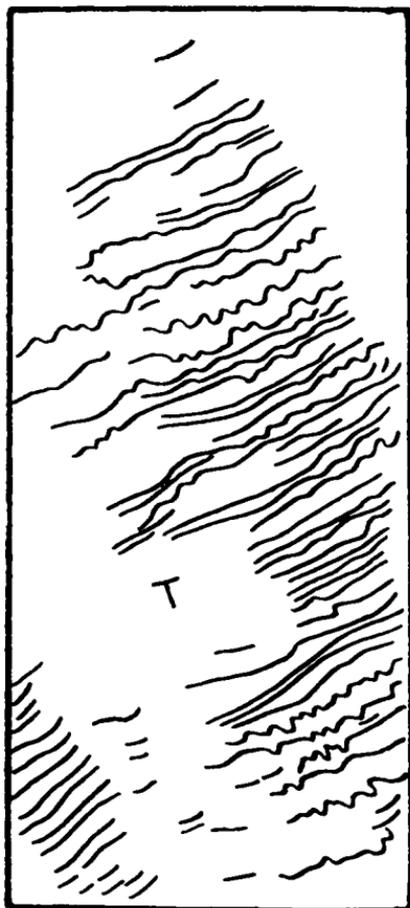


Рис 4 Плановый рисунок разновозрастных волноприбойных террас в палеогене неогеновых породах южного склона Курайского хребта. Отчетливо виден фестончатый облик уступов террас среднеплейстоценового возраста. В левом нижнем углу — террасы позднеплейстоценового возраста. Район пос. Ортолык

ных временных срезов, соответствующих абсолютным датировкам ленточных озерно-ледниковых отложений.

Говоря о длительности существования пра-Чуйского водоема, мы имеем в виду лишь тот период, в течение которого в приледниковых дельтах — заливах водоема формировались толщи водно-ледниковых отложений. В связи с этим при нашей оценке относительного возраста озера остаются неучтенными такие неизвестные величины, как отрезки времени, соответствующие эрозионному размыву уже отложившихся осадков (перерывы в осадконакоплении, связанные с изменением местного базиса эрозии), и интервалы, в течение которых расходы ледниковых ручьев были невелики и их мутность в приустьевой части была минимальной (перерывы, связанные с ритмическими колебаниями климата). Нужно отметить, что если первые из факторов можно учесть лишь приблизительно, то в отношении «климатических» перерывов в ходе

седиментации, не сопровождавшихся эрозионным врезом, можно судить довольно определенно, исходя из наличия в озерных толщах соответствующих этим интервалам осадочных горизонтов. В данном случае речь идет о криохронных слоях Чаганского разреза, охватывающих, как было показано, годы с резким уменьшением мутности ледниковых водотоков.

Таким образом, за основу относительного возраста пра-Чуйского водоема мы будем принимать периоды, соответствующие времени аккумуляции ленточных отложений Чаган-Узуна.

Исходя из того, что период формирования озерных отложений Чаганской линзы составлял не менее 15 тыс. лет, длительность существования пра-Чуйского водоема в среднем плейстоцене может оцениваться цифрой этого же порядка. Поправку на интервалы, зафиксированные в разрезе криохронными слоями, можно не учитывать, так как даже если предположить, что каждому криохронному горизонту соответствует во времени 10 лет, то и в этом случае она в сравнении с общей цифрой будет незначительной — 1,3—1,5 тыс. лет. Однако, если и принимать во внимание поправку на криохронные слои, все равно наша общая оценка будет не точной, так как мы не имеем возможности оценить длительность перерывов в седиментации, отраженных в Чаганском разрезе в первую очередь несогласным залеганием ледниковых отложений на кровле линзы ленточных осадков.

Поэтому цифра 15 тыс. лет охватывает лишь первый этап эволюции пра-Чуйского озера: период заполнения чаши тальмими водами на фоне аккумуляции в дельтах приледниковых долин мелкообломочного материала. Продолжительность же этапа опорожнения водоема остается неизвестной. В данном случае мы имеем лишь нижний предел существования пра-Чуйского озера в среднем плейстоцене.

Падение зеркала среднеплейстоценового озера сопровождалось понижением эрозионной деятельности талых вод. Следы размыва озерно-ледниковых отложений видны в кровле ленточной толщи Чаганского разреза. Однако в этот период спад озера не был значительным и продолжительным, т. к. вслед за ним последовало новое наступание ледников, оставивших свои отложения непосредственно на озерно-ледниковых осадках Чагана. Из этой, более чем 100-метровой толщи ледниковых образований была получена ТЛ-датировка в 145 ± 13 тыс. лет [12]. Абсолютное превышение кровли озерных отложений над современным тальвегом Чагана, выполненным ледниковым материалом позднеплейстоценового возраста (для морены, подстилающей ленточные «глины» Чаган-Узуна, имеется ТЛ-датировка в $58 \pm 6,7$ тыс. лет), составляет более 200 м. Это означает, что первое опорожнение пра-Чуйского озера имело место в межледниковую эпоху конца сред-

него — начала позднего плейстоцена. Таким образом, к величине продолжительности заполнения Чуйской котловины следует добавить и период последующего за накоплением ленточных осадков отложения ледниковых и водно-ледниковых образований, т. е. еще около 100 тыс. лет (в работах А. А. Свиточа и др. указана различная глубина отбора образцов с датировкой в 145 тыс. лет. Мы приняли к сведению глубину отбора в 15 м, как наиболее часто встречающуюся).

Эти же соображения касаются длительности существования пра-Чуйского водоема и в позднечетвертичное время. Период, соответствующий максимальному заполнению Чуйской котловины талыми водами позднеплейстоценового ледника равен времени накопления ленточных толщ в устье долины р. Чаган-Узун: 5 тыс. лет. Так что и в этом случае мы можем только говорить о том, что в позднем плейстоцене в пределах Чуйской котловины существовало обширное озеро с относительным возрастом не менее 5 тыс. лет. Факт межморенного положения озерных осадков позднеплейстоценового возраста позволяет допускать, что зарождение озера в верхнечетвертичную стадию его развития началось в первую фазу (мегастадиал) наступания позднечетвертичных ледников и закончилось врезанием в толщу алевропелитов Чаган-Узуна талых водотоков деградирующих ледников второй фазы (мегастадиала) оледенения позднего плейстоцена.

Таким образом, максимальные трансгрессии пра-Чуйского озера соответствуют межледниковым фазам средне- и позднеплейстоценовых ледниковых эпох (рис. 5).

Зарождение озера увязывается с началом среднеплейстоценового оледенения. Поступление талых вод в бассейн происходило порционно (ритмично), периоды с обилием твердого стока чередовались с резкими ослаблениями мутности рек, фиксируется в Чаганском разрезе криохронными слоями. Одновременно с накоплением ленточных алевропелитов в устье р. Чаган происходила некоторая деградация ледников. К этому периоду и следует отнести момент достижения озером своих максимальных размеров: глубины в 450 м, площади приблизительно в 3 тыс. км² и объема воды около 600 км³. Во время второй фазы наступания среднеплейстоценовых ледников при незначительном уменьшении площади водоема существенного изменения его глубины не происходило, т. к. «закупоривание» долинными ледниками заливов озера должно было компенсироваться резким уменьшением талого стока и потерь на испарение влаги с поверхности водоема.

Этап первого опорожнения пра-Чуйского водоема соотносится с регрессивной фазой развития среднечетвертичных ледников. Падение уровня воды было не катастрофическим, а постепенным и ритмичным, о чем свидетельствуют лестницы волноприбойных террас на склонах Чуйской котловины.

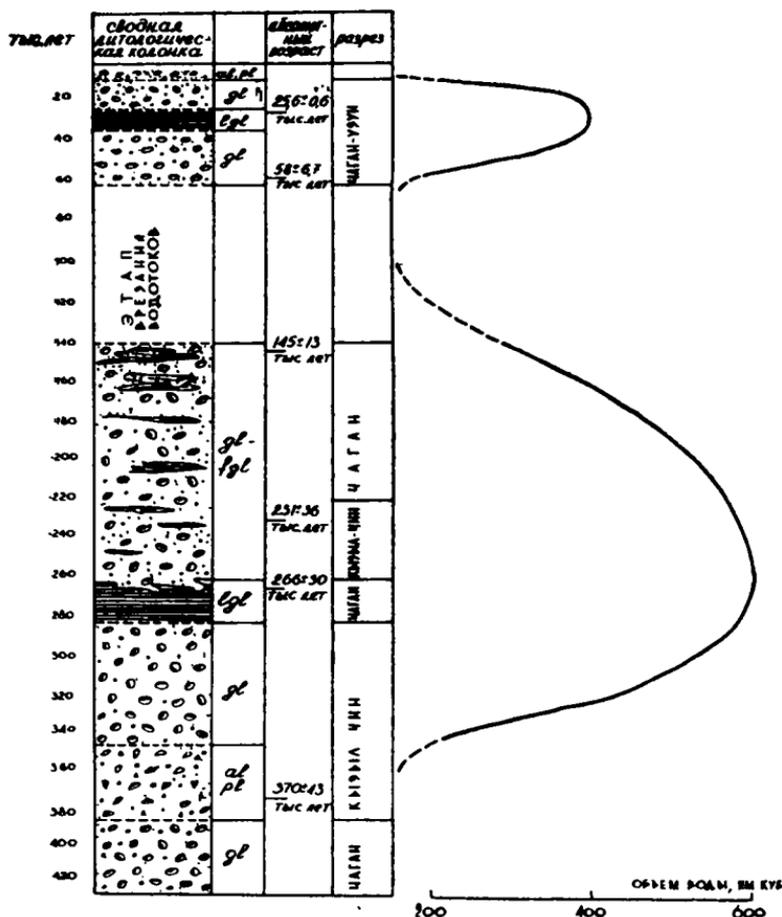


Рис 5 Основные этапы эволюции пра-Чуйского озера в среднем и позднем плейстоцене

Длительность существования пра-Чуйского озера в среднем плейстоцене составляла, таким образом, около 100 тыс. лет.

Минимальные глубины озера, а возможно, и полное его исчезновение, имели место в эпоху средне-позднеплейстоценового межледникового, продолжавшуюся около 80 тыс. лет, после чего одновременно с началом нового, первого позднеплейстоценового оледенения (первой фазы Q_{III}) Чуйская котловина вновь стала заполняться водой. Своих максимальных размеров в верхнечетвертичное время водоем достигал, очевидно, в период деградации ледников первой фазы Q_{III} , соответствующий времени накопления озерно-ледниковых алевропелитов. При площади около 2 тыс. км² объем воды равнялся приблизительно 400 км³. Регрессия озера на этом этапе

его эволюции происходила, вероятно, одновременно с отступанием ледников второй фазы позднего плейстоцена.

Полное исчезновение озера в Чуйской котловине произошло в начале голоцена, когда обширный водоем распался на ряд небольших мелких озер, реликты которых сохранились в котловине и поныне. Одновременно, подобно Ак-Кольскому, возникали местные моренно-подпрудные озера в верховьях ледниковых рек.

Предлагаемые выводы на данном этапе исследования являются предварительными и весьма общими. Полученная на рис. 5 кривая по мере получения новых материалов будет детализироваться и уточняться. В конечном счете, основные моменты эволюции пра-Чуйского приледникового водоема регулировались размерами ледниковой запруды котловины, природа и динамика которой здесь не рассмотрены. Возникновение такого крупного водоема, каким являлось пра-Чуйское озеро, было связано с чисто механическими причинами: перегораживанием канала стока в долине Чуи. При этом по мере заполнения котловины вступала в действие система «озеро—ледники», особенности которой должны были накладывать местный отпечаток на общий ход климатических процессов в плейстоцене. Учитывая то, что наличие крупных межгорных котловин, заполнявшихся талыми водами подобно Чуйской, является типичным для рельефа Горного Алтая, характер связей главных компонентов системы следует считать региональным, а вопросы реконструкции этих связей — принципиальными.

ЛИТЕРАТУРА

1 Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая — М. Наука, 1965 — 244 с.

2 Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. — Труды / Всесоюз. аэрол трест, 1957, вып. 4, с. 79—91

3 Марков К. К. Изучение ленточных глин с геохронологической точки зрения — Природа, 1927, № 9, с. 679—695

4 Марков К. К. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области — Природа, 1931, № 4, с. 377—456

5 Окишев П. А. К вопросу об интерпретации радиоуглеродных датировок озерно-ледниковых отложений в Горном Алтае — В кн. Гляциоклиматология Западной Сибири. Л., 1975, с. 21—29.

6 Окишев П. А. Древние приледниковые озера Чуйской и Курайской котловины — В кн. Гляциология Алтая. Вып. 19. Томск, 1976, с. 3—8

7 Окишев П. А. Размеры и особенности позднеплейстоценового оледенения Горного Алтая — В кн. Материалы гляциол. исследов. Хроника, обсуждения. Вып. 29. М., 1977, с. 203—210

8 Окишев П. А., Рудой А. Н., Герасимов Н. Г. Ленточные отложения Чуйской котловины и их гляциологическое значение — В кн. Гляциология Алтая. Вып. 11. Томск, 1978, с. 43—65

9. Пиррус Э А. О внутрисезонной слоистости ленточных глин — В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, с. 73—84

10 Попов В. Е. О замкнутых системах краевых образований в долинах юго-западной части Чуйской степи Горного Алтая — В кн. Гляциология Алтая Вып 1 Томск, 1962, с 188—221.

11 Попов В. Е. К истории развития современных и древних ледниковых озер Центрального Алтая.— В кн.: Гляциология Алтая Вып. 5. Томск, 1967, с 184—204.

12 Разрез новейших отложений Алтая (Опорные разрезы новейших отложений)/Под ред К К. Маркова. М: Изд-во МГУ, 1978 —207 с.

13 Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая.— Труды/Комис. по изуч. четвертичн периода, 1963, т 22, с. 5—31.

14 Романова Л В Суточный ход температуры воздуха в типичных горноледниковых бассейнах Горного Алтая — В кн. Гляциоклиматология Алтая Вып 14 Томск, 1978, с 135—142

15. Свиточ А А, Хорев В. С, Парунин О Б О скорости отступания Южно-Чуйских белков Горного Алтая — Вестник МГУ. Сер. геогр., 1972, № 5, с 103—105

16 Свиточ А А., Боярская Т Д., Глушкова Н И., Формозова Л Б Условия формирования ленточных глин разреза Чаган (Горный Алтай) — Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек 1973, № 5, с. 283—293

17 Свиточ А А., Хорев В. С. Древние ледниковые отложения и оледенения Горного Алтая — Изв. АН СССР. Сер. географ 1975, № 4, с. 101—108.

18. Свиточ А. А О возрасте ледниковых и водно-ледниковых образований бассейна р Чаган-Узун (Горный Алтай) — Вестник МГУ. Сер. географ. 1978, № 4, с. 114—116

19 Шварцбах М Климаты прошлого.— М: ИЛ, 1955 — 283 с.

20. Schwarzbach M. Das deluviale Klima während das Hochstandes eilnen Vereilung. Z. Deutsch. geol. Ges., Bd. 92, N. 10, 1940. S. 565—582.

КЛИМАТЫ ЯПОНИИ ПО РАННЕЛИТЕРАТУРНЫМ ПАМЯТНИКАМ

В. А. ЛОЙША

Климат — объект истории. Этим концептуальным утверждением открывается блистательная монография Эмманюэля Ле Руа Ладюри [4], само появление которой ознаменовало собою начало новой главы в изучении минувших эпох. За видимой беспристрастностью автора кроется сугубо научный подход к исследованию процессов и явлений, определяющих, в конечном итоге, судьбы Земли и населяющего ее человечества. Принципиально новым в этом случае является заранее заданное отрицание каких бы то ни было антропоцентрических установок, присущих всем без исключения предыдущим историкам, изучавшим климатические колебания. Представители естественных наук, избегая этой крайности, как правило, впадали в другую, усматривая в истории климата подтверждение или отрицание тех или иных ритмов природы. В конечном итоге обе эти установки — историческая и естественнонаучная — имели бы право на существование, если бы не были преждевременны. В самом деле, несмотря на кажущееся обилие накопленного материала, история климата даже за последние две тысячи лет страдает столь существенными пробелами, что практически не представляется возможным выстроить сколько-нибудь представительные полные ряды по большинству регионов земного шара. А о климате Земли в целом и говорить не приходится: те же пробелы, на наш взгляд, являясь главной предпосылкой к бесконечным спорам о синхронности или асинхронности крупных климатических и гляциальных процессов. Памятуя о принципе актуализма, можно сказать, что такого рода споры значительно затрудняют (или вовсе затемняют) решение вопросов о климатических изменениях более ранних эпох. Иными словами, история климата еще не вышла из стадии накопления исходных данных; следовательно, именно на это должно быть в первую очередь обращено внимание исследователей.

Ликвидировать пробелы в наших познаниях помогают не только природные памятники вроде знаменитого торфяника

Фернау, но и многочисленные письменные источники, целенаправленная интерпретация которых может представить интерес как для историка, так и для естествоиспытателя. Для большинства районов Земли регулярные метеонаблюдения начались совсем недавно; в то же время памятники письменности самых разных народов донесли до нас множество сведений, хотя бы косвенно, но достаточно ясно указывающих на изменчивость климатических условий. (Например, поразительно интересное для гляциолога свидетельство Плиния Старшего об африканском походе Светония Павлина, войска которого перевалили Атлас: «Вершина горы даже летом покрыта глубокими снегами».)

Работы Э. Ле Руа Ладюри, Хидетоси Аракавы [1], ряда других исследователей показали, однако, что наибольшую ценность для палеоклиматических построений имеют не разовые (как бы замечательны сами по себе они ни были) наблюдения, а многолетние, повторяющиеся из года в год записи фенологического характера. Даты сбора урожаев определенных культур, первых снегопадов, цветения одного и того же растения, замерзания или вскрытия водоема в одном пункте и т. п. как единичный факт не говорят ни о чем. Но если выборка аналогичных событий достаточно представительна, составляются ряды, которые могут стать основой для широких обобщений. (Нельзя не согласиться также с утверждением Х. Аракавы о том, что «фенологические записи... во многих случаях имеют преимущество перед непосредственными наблюдениями температуры, поскольку в первых влияние температуры «принтегрировано» во времени».) И работа в этом направлении, поиск и анализ архивных документов способны составить неожиданно и непредсказуемо благоприятное поле деятельности для историков климата.

Однако кроме хроник, подневных записей, летописей и т. п. есть еще один род источников, совершенно выпавший из поля зрения климатологов. Как ни парадоксально это звучит, речь идет о чисто литературных памятниках.

Задавшись целью оценить климатологическую достоверность такого рода источников, автор обратился прежде всего к памятникам литературы ранней Японии. Диктовалось это двумя соображениями. Прежде всего для территории этой страны имеются к настоящему времени весьма обширные и представительные климатологические ряды, составленные профессором Х. Аракавой, и, следовательно, есть возможность для широкой корреляции и экстраполяции полученных данных. Не менее важна и традиция фактографии, неотъемлемо присущая японской литературе в начальной стадии ее развития. Даже в самых лирических и интимных формах японской поэзии чаще всего превалировало «конкретное изображение реального мира, не требующее и не допускающее никакого

другого толкования» [6] И даже тогда, когда поэтическое произведение строилось на сложных ассоциативных образах, в основе его лежал безусловно конкретный факт, что непременно подчеркивалось автором. Столь пристальное внимание к реальности явилось, в частности, причиной создания такого своеобразного жанра японской поэзии, как лирической дневник, где каждое стихотворение имело не только точную дату его создания, но и предисловие, указывающее, по какому поводу оно написано. Подробнее об этом — несколько ниже.

Самые ранние из дошедших до нас памятников японской письменности связаны со становлением государственности Японии и с оформлением синтоистского религиозного мировоззрения. Наибольшего внимания заслуживают «фудоки» — сборники, в которых дано описание японских провинций, историко-географические сведения о них, рассказы о нравах и обычаях населения. Созданные до середины VIII в. «фудоки» аккумулировали в себе также фольклорные традиции минувших веков. Чрезвычайно интересна приведенная в «Хитати-фудоки» легенда о горе Фудзи. Гора эта, рассказывает древний сборник, «всегда покрыта снегами, и никому не достичь ее вершины», ибо так повелел Великий Божественный Предок — Миоя-гамин-но-микото, проклявший духа Фудзи за недостаточное гостеприимство [3].

Несомненно, здесь отражены воззрения, сформировавшиеся задолго до написания памятника, следует полагать, что легенда сложилась в период ледниковой стадии Эггесен, так как к VIII в. Фудзияма уже не имела на своей вершине постоянного снежного покрова. Это вполне согласуется с выводом А. В. Шнитникова [7] о том, что «ледники могут возникать здесь (в горах Японии. — В. Л.) в качестве кратковременных, эфемерных и маломощных образований с продолжительностью существования 200—400 лет». Многовековая консервативность устной традиции, хранившей предание не менее четырехсот лет, легко объясняется табу на Фудзи, возникшим в результате мифического проклятия. (Истинная причина табу — похолодание на заре нашей эры, повлекшее за собою образование глетчера на вершине горы, и, наверняка, ряд связанных с этим катастроф.) На чем же базируется утверждение, что в VIII в. Фудзи не несла на себе даже перелетовывающих снежников? На свидетельстве неизвестного нам автора, написавшего в первой половине столетия:

Пятнадцатого дня
растаял всюду белый снег,
в безводный месяц¹

¹ Безводный месяц — шестой месяц лунного года.

что покрывал вершину Фудзи...

320¹.

4516 стихотворений, вошедшие в сборник, несут в себе информацию абсолютно обо всех сторонах жизни современной Японии, в том числе и о ее климате. Вот весьма характерный образчик записи из лирического дневника Отомо Якамоти:

«11-й день 1-й луны 5-го года Тэмпё-сёхо.

Шел большой снег, скопившиеся сугробы доходили до 1 сяку и 2 сун. Вот песни, в которых выражены чувства по этому поводу:

...

Внутри ограды,
там, где соловей недавно пел,
благоухающие сливы
от снега белого, что падает теперь,
быть может, опадут, увянув?..
4285—4287.

Абстрагируясь от чисто эстетического восприятия стихов (поскольку это сейчас не входит в наши задачи), нельзя не восхититься точностью, пронизывающей цитированный отрывок. Во-первых, датировка: экзотический календарь элементарно приводится в привычную европейцам систему, и тогда время события датируется 19 февраля (по юлианскому стилю) 753 года. Во-вторых, количественная характеристика снегопада: мощность снега, выпавшего за сутки, достигла 364 миллиметров (сяку=303 мм, сун=30,3 мм). Затем существенная фенологическая деталь: сливы, расцветшие до снегопада. Наконец, известно и место события — Нара, столица тогдашней Японии, ныне центр префектуры Нара.

Такого рода свидетельств «Манъёсю» содержит чрезвычайно много.

Точно датированные и географически определенные сообщения фенологического характера укладываются в «Манъёсю» в период с 738 по 756 годы: это время расцвета духовных и творческих сил составителя и одного из основных авторов антологии Отомо Якамоти. Находясь на государственной службе и занимая довольно высокие посты, он много ездил по стране. Соответственно основным его перемещениям большинство «страничек» лирического дневника Якамоти написано либо в столице Наре и ее окрестностях, либо на западном побережье острова Хонсю, в провинции Эттю (ныне префектура Тояма). Между этими пунктами осуществлялся и

¹ Последнее число (здесь и далее) обозначает порядковый номер стихотворения в антологии «Манъёсю» [5], законченной к концу восьмого столетия и раскопывающей об этом времени (По другим источникам, к 760-м годам.)

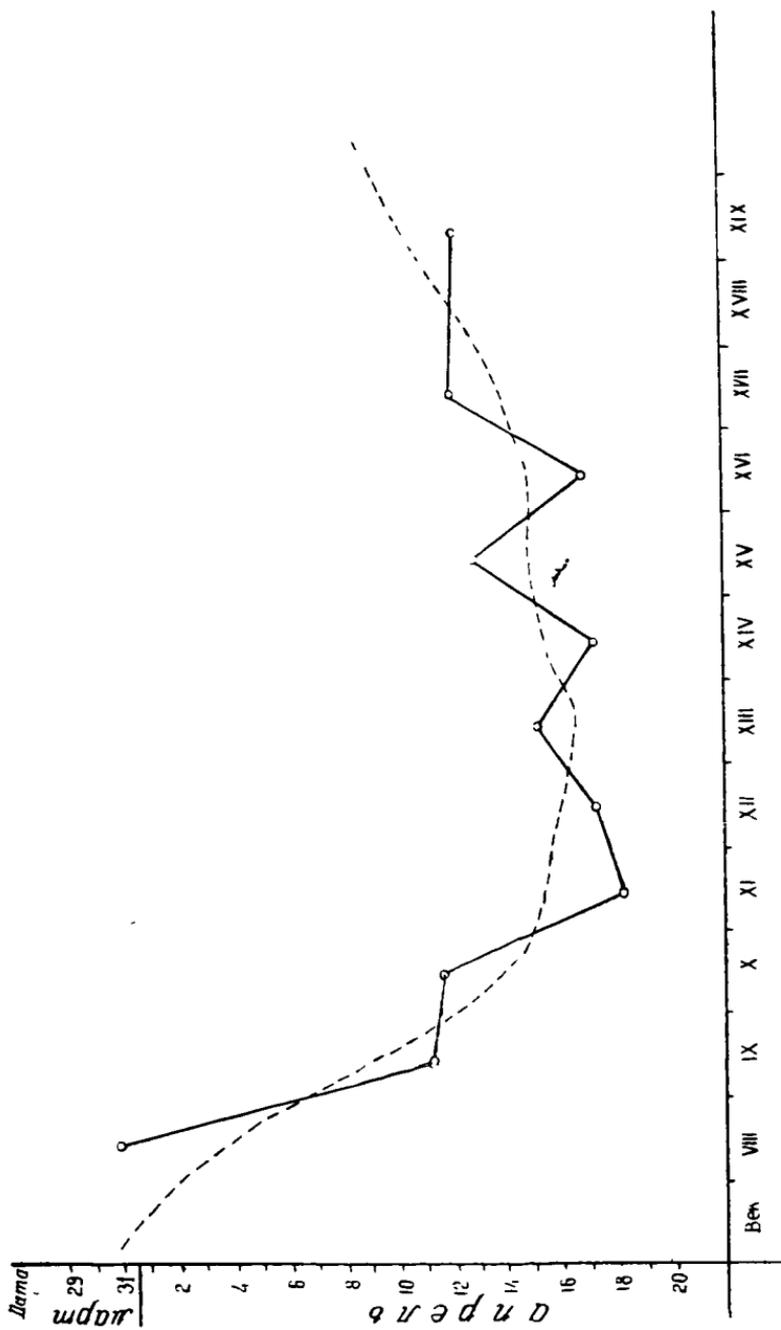


Рис 1. Повторяемость дат зацветания вишни (по григорианскому календарю) в VIII—XIX столетиях

обмен лирическими посланиями (и самой разнообразной информацией) Отомо Якамоти с его друзьями и близкими. Большое число этих посланий также включено в антологию; это дает возможность, кроме всего прочего, оценить различие в климатах западной и центральной частей острова Хонсю. Это особенно важно для анализа климатических особенностей зоны океанического влияния в динамическом аспекте.

Нами проведен полный анализ «Манъёсю» с точки зрения фенологии. Кое-какие выводы автор считает возможным опубликовать.

1. В середине VIII в. на Японских островах наблюдалась отчетливая тенденция к похолоданию. Об этом говорят многочисленные лирические жалобы на раннее опадание листьев клена (1591), очень ранний расцвет осенних цветов (4219 и др.), задерживающееся цветение слив (4283), запоздалое пенье соловья и кукушки (3983, 3984, 3988, 4041, 4463) и другие такого же рода свидетельства. Следует отметить, однако, что речь идет о похолодании относительно сравнительно с предыдущими четырьмя-пятью десятилетиями, лежащими на памяти авторов антологии. В то же время огромный сборник совершенно не имеет прямых либо косвенных указаний обратного рода!

2. Несмотря на указанную тенденцию, время, о котором идет речь, было более благоприятным в климатическом плане, нежели IX в, как о нем можно судить по данным Х. Аракавы. Об этом говорят, в частности, значительно более ранние даты зацветания вишни (3973, 4139, 4140, 4361). Продолжив составленный Х. Аракавой график средних дат зацветания вишни (рис. 1), мы наглядно видим климатическую ситуацию в Японии VIII в. по сравнению с последующими столетиями.

Общий вывод, вытекающий из всего вышесказанного, имеет характер методологический и сводится к рекомендации использовать в палеоклиматологических построениях такой материал, как ранние памятники литератур различных народов мира. Обилие содержащихся в них статистических сведений позволит значительно дополнить наши представления о «доисторическом» с точки зрения климатологии, но достаточно подробно описанном современниками периоде, охватывающем более двух тысячелетий человеческой истории.

А изучение японской литературы в этом плане совершенно необходимо. Ведь именно Японские острова как один из центров муссонной циркуляции являются ключом ко многим природным процессам, охватывающим материковые районы Дальнего Востока. А этот регион все еще крайне слабо изучен с точки зрения палеоклиматологии.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Аракава Х. Изменения климата. Избранные статьи — Л., 1975.— 103 с.
2. Восейков А. И. Климат области муссонов Восточной Азии.— Известия/ИРГО, 1879, т. XV, вып. 5
- 3 Иофан Н. А. Культура древней Японии — М., 1974 — 261 с.
4. Ле Руа Ладюри Э. История климата с 1000 года — Л., 1971 — 280 с.
5. Манъёсю. Собрание мириад листьев. В 3-х томах. Пер. с японск. Вступительная статья и комментарии А. Е. Глускиной.— М., 1971.—1848 с.
- 6 Хокку. Японские трёхстишия: Перевод, предисловие и комментарии В. Марковой — М., 1973.— 343 с.
- 7 Шнитников А. В. Приливообразующая сила как фактор изменчивости горного оледенения — Географический сборник, XVII. Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии. М.—Л., 1964, с. 102—140.

НИВАЛЬНО-ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ ПЕРИОД 1977/78 г. В БАССЕЙНЕ АКТРУ

С. В. ХАРЛАМОВ

В горноледниковом бассейне Актру представлены все элементы нивально-гляциального комплекса, характерные для Алтае-Саянской области. Это в первую очередь льды атмосферного происхождения: снежный покров, снежники, переходные снежно-ледяные образования, ледники. Группа водных льдов представлена речными, озерными льдами и наледями.

«Гляциальный комплекс характеризуется четко выраженной сезонной ритмикой. Период, в который существует гляциосфера (постоянная или сезонная), можно назвать нивально-гляциальным периодом» [2, с. 26].

Характеризуя нивально-гляциальный период горноледниковых бассейнов Алтая, В. С. Ревякин [1] выделяет в нем семь фаз: осенние временные снежные покровы, интенсивное снегонакопление, трансформация снежной толщи, уплотнение, снеготаяние, сход снежного покрова, таяние снежников и ледников (время летних снегопадов в альпийской зоне гор или ледниковое лето). Ведущими критериями выделения фаз явились процессы динамики и трансформации снежной толщи в сопоставлении с термическим режимом воздуха, которые в свою очередь обусловлены ходом солнечной радиации и атмосферной циркуляции.

В статье представлена часть материалов, полученных в ходе первой зимовки, проведенной сотрудниками ПНИЛ гляциоклиматологии ТГУ совместно с представителем отдела экспедиционных исследований ЗСУГМС. При описании фазы таяния снежников и ледников использованы материалы летней экспедиции Томского университета.

Одной из основных целей исследования было изучение динамики элементов гляциосферы на всем протяжении нивально-гляциального периода. На рис. 1 дана структура нивально-гляциального периода (НГП) по данным ГМС Актру (2150 м). На нем отражены ход температур воздуха и изменение толщины снежного покрова. Нижняя шкала отражает

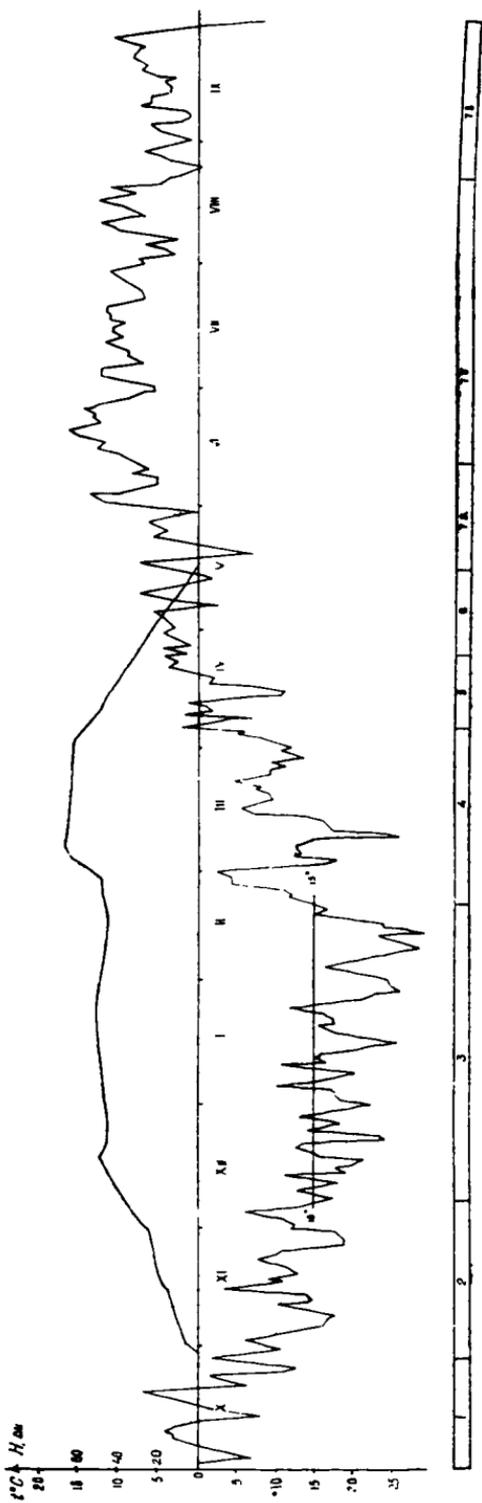


Рис. 1. Структура инвально-гляциального периода 1977/78 г. на дне долины Актру (2150 м): 1 — фаза оснних временных снежных покровов; 2 — фаза интенсивного снегонакопления; 3 — фаза трансформации снежной толщи; 4 — фаза уплотнения; 5 — фаза снетотаяния; 6 — фаза схода снежного покрова; 7а — начало ледникового лета; 7б — собственно лето; 7в — конец ледникового лета

Основные характеристики фаз НГП

| Фазы | Осенние временные снежные покровы | Интенсивное снегонакопление | Трансформация снежной толщи | Уплотнение |
|-------------------------------------|-----------------------------------|--|---|----------------------|
| Характеристика | | | | |
| Критерий начала фазы | Первый снежный покров | Образование устойчивого снежного покрова | Устойчивый переход через температурный предел | |
| | | | колебания близ предела | устойчивое повышение |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Дата начала и конца фазы | 1 X—27 X | 28 X—6 XII | 7.XII—19.II | 20 II—4 IV |
| Количество дней | 27 | 40 | 75 | 44 |
| Средняя температура фазы | -2,2° | -11,9° | -18,8° | -10,7° |
| Количество твердых осадков, мм | 46,2 | 31,4 | 35,5 | 33,9 |
| Количество жидких осадков, мм | — | — | — | — |
| Количество дней с осадками | 6 | 9 | 27 | 12 |
| Максимальный снегопад | 20,8 | 9,5 | 7,0 | 14,2 |
| Дата | 12—13.X | 4 -5 XII | 7—8 XII | 28.II |
| Длительность | 36 ч 10 мин | 24 ч 10 мин. | 23 ч. 30 мин. | 24 ч 30 мин. |
| Средняя скорость ветра за фазу, м/с | 1,6 | 0,4 | 0,7 | 0,6 |
| Число дней с ветром | 20 | 14 | 35 | 27 |
| Максимальный порыв ветра, м/с | 24 | 20 | 28 | 17 |
| Число дней с сильным ветром | 1 | 1 | 6 | 1 |

1977—1978 гг. по данным ГМС Актру

| Снеготаяние | Сход снежного покрова | Таяние ледников (ледниковое лето) | | |
|--------------------------------------|--|---|---|--|
| | | начало лета | собственно лето | конец лета |
| Прекращение устойчивых морозов | Разрушение устойчивого снежного покрова | Окончательный сход снежного покрова | Установление устойчивых суточных температур близ предела | Резкое понижение температур воздуха |
| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 5 IV—23.IV | 24.IV—14 V | 15.V—10 VI | 11 VI—20.VIII | 21 VIII—30 IX |
| 19 | 21 | 27 | 71 | 41 |
| -1,6° | +2,3 | +4,9 | +9,4 | +3,7 |
| 32,0 | 9,2 | 4,7 | 4,8 | 45,5 |
| 6,8 | 13,5 | 37,7 | 174,6 | 24,6 |
| 8 | 6 | 9 | 35 | 31 |
| 15,8 12.IV 16 ч. 30 мин. | 13,9 13.V 14 ч. 00 мин. | 2,8 19 V 7 ч. 30 мин. | 4,4 2.VIII 1 ч 50 мин. | 20,4 28—30 IX 42 ч. 35 мин. |
| 2,0 | 1,1 | 1,0 | 0,7 | 0,8 |
| 19 | 19 | 9 | 22 | 14 |
| 24 | 17 | 12 | 7 | 20 |
| 5 | 1 | 0 | 0 | 1 |

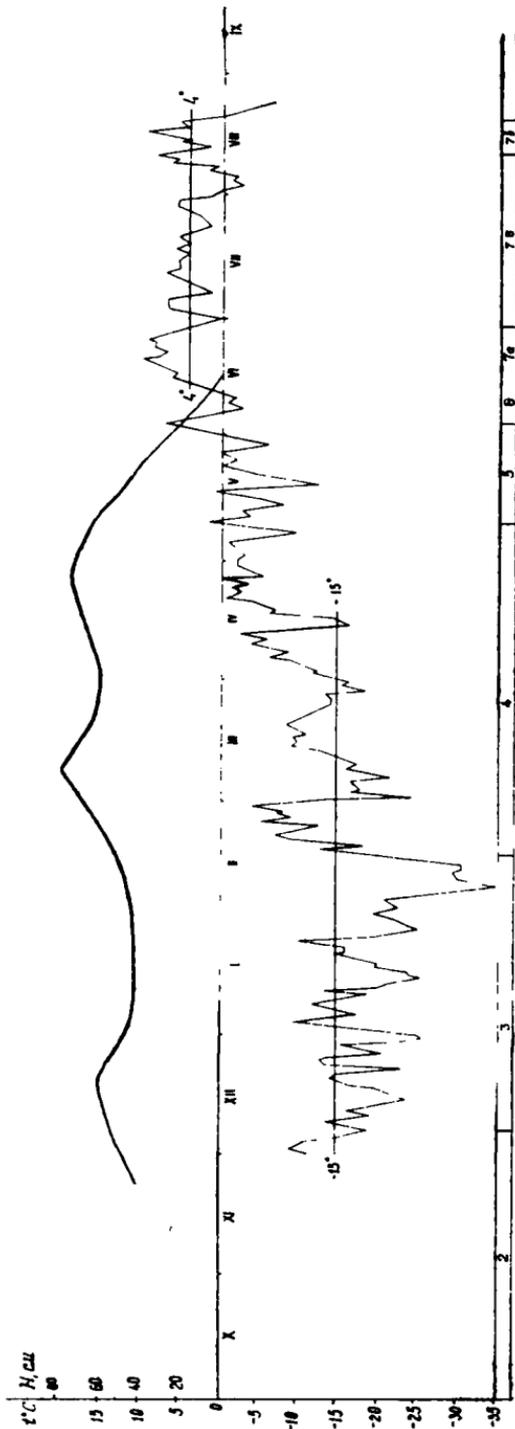


Рис. 2 Структура нивально-гляциального периода 1977/78 г на перевале Учитель (2970 м) Нумерация фаз та же, что на рис. 1

собственно структуру НГП. Основные характеристики фаз представлены в таблице. Структура НГП по данным станции на перевале Учитель (2970 м) представлена на рис. 2. Наблюдения за температурой воздуха в зимний период проводились по недельному самописцу начиная с 1 декабря.

Фаза осенних временных снежных покровов

Критерием начала фазы является образование первого снежного покрова. На дне долины это произошло 1 октября. Снег продержался двое суток. Вторично снежный покров образовался после интенсивного снегопада 12 октября (16,6 мм). Но под воздействием высоких температур воздуха, которые колебались от $-12,7$ до $+6,8$, и ветра, максимальные порывы которого достигали 24 м/с, снег частично растаял, частично был перенесен ветром и отложен в понижениях. К началу морозного периода снег покрывал менее половины видимых окрестностей.

На протяжении фазы температуры воздуха резко менялись. Наблюдалось два явно выраженных пика положительных температур, но в общем для всей фазы характерно понижение среднесуточных температур, и в последней трети фазы они не поднимались выше нуля.

В нивально-гляциальной зоне эта фаза начинается значительно раньше и вследствие этого имеет большую протяженность во времени. В первой декаде августа, проводя снего съемку в фирновой зоне ледника Малый Актру, группа гляциологов попала в метель. В этот период начинают заполняться снегом отрицательные формы микрорельефа на ледниках, прекращается абляция ледников, оттепели способствуют уничтожению временных снежных покровов на скалах, и к середине сентября ледники полностью покрываются постоянным снежным покровом. Неширокие трещины перекрываются слабыми снежными мостами.

Погода очень неустойчива. Характеризуется: 1) резкими колебаниями температур как на протяжении суток, так и на протяжении всей фазы. Среднесуточная температура за фазу $-2,2$; 2) обилием осадков в виде дождя и мокрого снега.

По данным ГМС, именно в октябре выпало максимальное количество осадков (50,7 мм). Осадки характеризуются интенсивностью и продолжительностью. Все количество осадков в октябре выпало за шесть дней. Это привело к сходу первых лавин свежавывавшего снега в альпийской зоне в области питания ледников; 3) интенсивным ветровым режимом. Из 27 дней фазы 20 дней были с ветром, один день с сильным ветром. Средняя скорость за фазу составила 1,6 м/с, при этом преобладают ветры южной составляющей.

Фаза интенсивного снегонакопления

Начало фазы характеризуется образованием устойчивого снежного покрова. На ГМС Актру это произошло после снегопада (4,5 мм) 28 октября. Этот день явился началом периода устойчивых морозов. Необходимо отметить также, что на следующий день, 29 октября, максимальные температуры воздуха перешли через 0°C , а среднесуточные — через -5° . Среднесуточная температура за фазу составила $-11,9^{\circ}$. Так же, как и в предыдущую фазу, продолжается стабильное понижение суточных температур воздуха. Происходит быстрое увеличение толщины снежного покрова. При этом необходимо подчеркнуть, что его формирование происходит в условиях спокойной безветренной погоды. Средняя скорость ветра за фазу составляет 0,4 м/с. Значительные ветры при максимальном порыве 20 м/с наблюдались лишь в первой половине фазы, в то время как основное количество снега выпало во второй половине. Это способствовало образованию равномерно снежного покрова. В рыхлой толще снега протекают процессы деструктивного метаморфизма. Разрушаются и упрощаются формы первоначальных снежинок, образуются округлые, продолговатые или неправильной формы ледяные зерна.

В альпийской зоне образование снежного покрова происходит гораздо раньше. Этот момент, к сожалению, не был захвачен. Первая снегосъемка на перевале Учитель была сделана 23 ноября. К этому времени толщина снега уже была 40 см. По мере опускания вниз толщина снежного покрова уменьшалась. Так, на плато (2470 м) она составляла 28 см. В силу того, что в горах с увеличением высоты уменьшается коэффициент континентальности климата, процессы метаморфизма в толще снега протекают медленнее, чем на дне долины.

Лавины по-прежнему отмечались только в альпийской зоне. Объем их невелик — до 30—50 м³. Несмотря на то, что происходит интенсивное увеличение толщины снега, лавин свежесвыпавшего снега сошло очень мало. Это объясняется тем, что не было интенсивных снегопадов, во время которых выпадало бы 8—10 см снега (при таких снегопадах фиксируется массовый сход лавин [4]). Выпавший снег успевал перекристаллизовываться, оседать и, таким образом, уплотняться до следующего снегопада. Необходимо еще раз отметить, что фаза характеризуется слабым ветровым режимом на дне долины, в то время как над вершинами гор после снегопадов, как правило, на следующий день или через день появлялись «снежные флаги». Таким образом, в фазу происходит интенсивное развитие снежных карнизов на гребнях гор.

В конце октября — начале ноября начинается образова-

ние наледей. Интересно, что наледь у ледника Малый Актру начинается образовываться не у конца ледника, а несколько ниже — в среднем течении р. Малый Актру в районе гидроствора.

Фаза трансформации снежной толщи

Самая продолжительная фаза — 75 дней. Она началась 7 декабря, когда температура воздуха опускалась ниже предела (-15°), и окончилась 19 февраля с переходом температуры через -15° . Характеризуется сухостью, низкими температурами воздуха и интенсивным ветровым режимом.

Для фазы характерно минимальное количество осадков — 35,5 мм. Максимум снега за один снегопад (7,0 мм) выпало в начале 7—8 декабря. В остальных случаях снегопады были непродолжительными и малоснежными. Вследствие этого практически на всех снегомерных площадках кривая роста толщины снега имеет спокойный характер, отражающий очень медленное нарастание. В альпийской зоне и на пойме, где ветры достигают максимума, в середине фазы наблюдается некоторое уменьшение толщины снега.

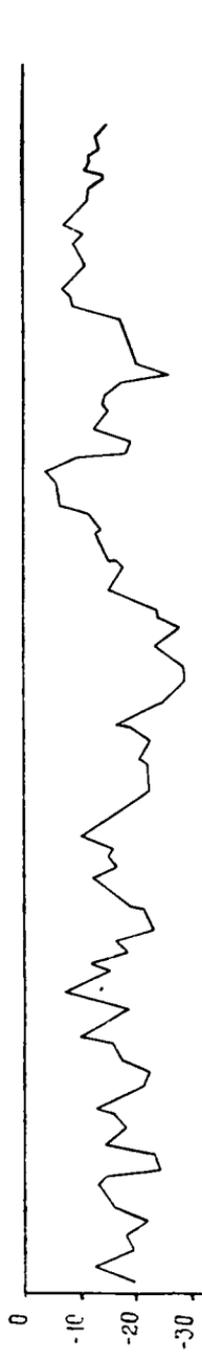
Температуры достигают минимального значения и колеблются в пределах от $-10,1$ до $-29,0^{\circ}$. Средняя температура за фазу составляет $-18,8^{\circ}$.

В таких условиях происходит интенсивная трансформация снежной толщи (рис. 3, в). Под воздействием низких температур воздуха снежный покров выхолаживается. На опорном шурфе, расположенном в районе метеостанции, температура снега на границе с почвой понизилась с $-2,3$ до $-6,8^{\circ}$ (рис. 3, б), а на границе леса с $-3,6$ до $-7,9^{\circ}$. В дни с минимальными температурами воздуха волна холода проникала глубоко в толщу снега. Верхний слой снега (25 см на опорном шурфе и 40 см на границе леса) наиболее отзывчив на колебания температуры воздуха. Проникновение волн холода в снежный покров приводит к увеличению температурного градиента, который, в свою очередь, является причиной интенсификации процессов массопереноса и метаморфизма снега.

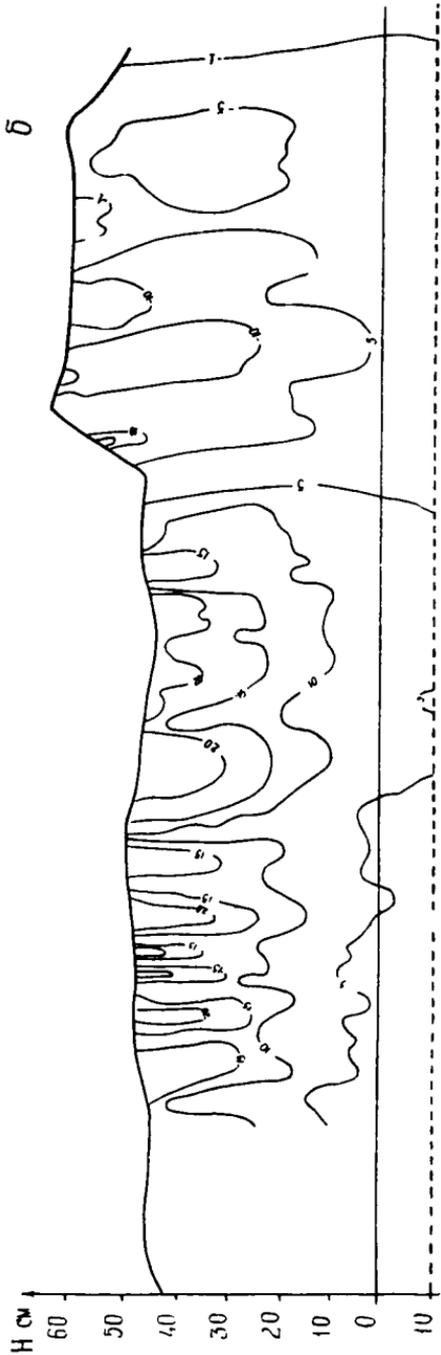
Решающую роль в развитии снежной толщи сыграл ветер. Средняя скорость за фазу 0,7 м/с. Почти половина дней была с ветром, 6 дней — с сильным ветром. На крутых склонах в лавинных лотках образовалась мощная ветровая доска, под которой интенсивно образуется горизонт разрыхления. Последний явился причиной схода сухих лавин из ветровых досок.

Продолжается рост наледей в долинах рр. Актру и Тетё. В начале фазы началось образование наледей в лесной зо-

a



b



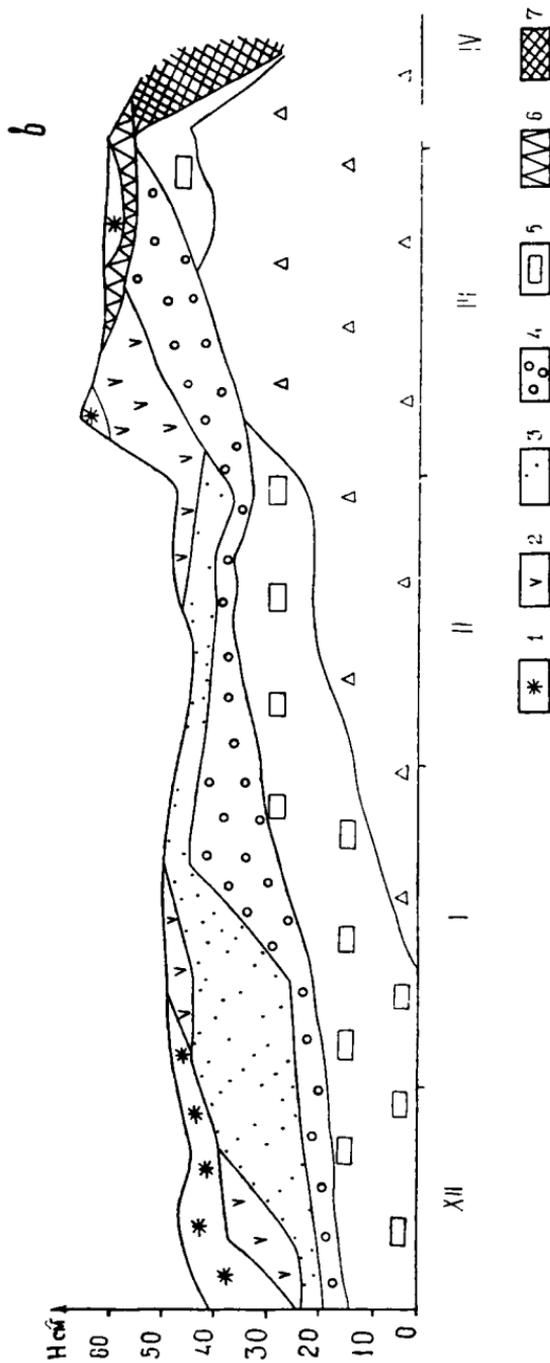


Рис. 3. График хода среднесуточных температур воздуха (а), снежной толщи и верхнего слоя почвы (б), развития снежной толщи (в) на опорном шурфе (2150 м). (Рисунок выполнен Ю. Н. Пархоменко)
 Условные обозначения: 1 — свежавывающийся сухой снег; 2 — свежавывающийся осевший сухой снег; 3 — мелкозернистый сухой снег; 4 — среднезернистый сухой снег; 5 — крупнозернистый сухой снег; 6 — радиационная корка; 7 — мокрый снег, потерявший структуру

не. Таким образом, здесь они появились на 1,5—2 мес. позднее, чем в приледниковой зоне.

Фаза уплотнения

Вторая по продолжительности фаза — 44 дня. Критерием начала фазы является устойчивый переход через температурный предел — 15° . Для фазы характерно повышение температуры воздуха, средняя за фазу — $10,7^{\circ}$. В конце третьей декады февраля наблюдалась оттепель с максимальной температурой воздуха $+3,4^{\circ}$. Она в значительной мере повлияла на процессы метаморфизма в снежной толще. Произошло выравнивание температур по всей снежной толще. Изотерма — 5° на опорном шурфе имеет практически вертикальное положение (см. рис. 3,б). После оттепели температура воздуха понизилась за три дня до -18° , а еще через 6 дней — до $-25,6^{\circ}$. Стратиграфический разрез показывает (см. рис. 3,в), что именно в этот период отмечен резкий рост горизонта глубинной изморози. Подобное явление отмечено и в шурфе на перевале Учитель. Очевидно, это объясняется не только термическим режимом воздуха, но и тем, что 28 февраля прошел интенсивный снегопад (14,2 мм). Выпало 15—20 см снега, что вызвало массовый сход лавин. Зафиксировано 22 лавины. Это, как правило, маломощные лавины свежеснежного снега с объемом 50—200 м³. Но сход свежего снега послужил толчком для схода смешанных лавин. Зафиксированы две лавины в 2000 м³ в лавинных лотках

южной экспозиции. Вместе со свежим снегом в этих лавинах участвовал старый метаморфизированный снег. Необходимо отметить, что фаза уплотнения отличается повышенной лавинной деятельностью. Зафиксировано 50 лавин, из которых 80% лавин свежеснежного снега небольшого объема.

Массоперенос в снежной толще протекает следующим образом. В период значительного повышения температур воздуха наблюдается затухание процесса испарения (рис. 4,в). Изоплеты 0,5; 1,0 и 1,5 (10^{-3} г/см²·сут) резко опускаются вниз. И напротив, в периоды похолодания происходит интенсификация процессов испарения, достигая максимума в момент наступления минимальных температур воздуха. Но на фоне волнообразного изменения величины испарения прослеживается ее уменьшение по мере подъема от почвы к поверхности снега.

Конденсация водяного пара (рис. 4,г) также затухает во время оттепелей и интенсифицируется в холодные моменты фазы. Интересно отметить, что после резкого похолодания 8 марта конденсатор, установленный в центре

снежной толщи, не увеличил свою массу, а наоборот, потерял ее.

Это позволяет говорить о том, что в момент резких колебаний температур воздуха вертикальный перенос водяного пара меняет свое обычное направление от почвы к поверхности снега на обратное направление.

Фаза снеготаяния

Самая короткая фаза — 19 дней. Начинается 5 апреля, когда среднесуточная температура воздуха перешла через 0° , и оканчивается к началу разрушения устойчивого снежного покрова 23 апреля. Интенсивному снеготаянию способствуют высокие температуры воздуха (средняя за фазу — $1,6^{\circ}$) и сильные ветры. За фазу не было ни одного безветренного дня. Средняя скорость за фазу 2,0 м/с, пять дней с сильным ветром, максимальный порыв 24 м/с.

Снеготаяние происходит при обильном выпадении осадков 38,8 мм. 11 апреля прошел сильный дождь. В этот день наблюдалась высокая температура $+1,4^{\circ}$ и сильный южный ветер (средняя скорость 3,9 м/с, максимальный порыв 24 м/с). Дождь промочил всю толщу снега на дне долины. На плато и на перевале Учитель выпал мокрый снег, что привело к очередному увеличению толщины снега. Сильный дождь послужил причиной схода мокрых лавин. Зафиксировано 7 лавин с объемом 500—700 м³. За всю фазу отмечена 21 лавина, и, как в предыдущую фазу, преобладали лавины свежевывавшего снега.

Фаза характеризуется не только снеготаянием, но и началом таяния наледей.

Фаза схода снежного покрова

Отмечаются самые высокие температуры за зиму. Средняя температура за фазу $+2,3^{\circ}$ при колебании от $-3,1$ до $+7,5^{\circ}$. Критерием начала фазы является начало разрушения устойчивого снежного покрова 24 апреля. Конец фазы обусловлен сходом снежного покрова 14 мая.

Осадки в фазу выпадали в виде снега. Их количество значительно меньше, чем в любую из предыдущих фаз, — 22,7 мм. Ветровой режим, как и в предыдущую фазу, отличается значительной интенсивностью. 90% дней с ветром, средняя скорость за фазу 1,1 м/с.

Продолжается таяние наледей. 14 мая средняя толщина наледи у языка ледника Малый Актру составляла 43 см. По-прежнему существует опасность схода лавин свежевыв-

павшего снега в альпийской зоне. А в целом фаза характеризуется слабой лавинной деятельностью.

Сход снега на дне долины и на плато происходит одновременно, в то время как на перевале Учитель происходит рост снежного покрова. Там в этот период продолжается фаза уплотнения. В снежной толще продолжается интенсификация процессов метаморфизма.

Фаза таяния снежников и ледников или ледниковое лето

Фазу можно разделить на три части: начало лета, собственно лето и конец лета. Ледниковое лето начинается с момента окончательного схода снежного покрова. Первая часть лета продолжается до наступления устойчивых высоких среднесуточных температур воздуха $9-10^{\circ}$. Продолжительность первой части лета составила 27 дней (с 15 мая по 10 июня).

Собственно лето характеризуется относительно устойчивым, ровным ходом температуры воздуха, средние температуры колеблются около 9° , хотя не исключены существенные резкие похолодания и даже летние снегопады во время вторжения холодных арктических масс. Этот период — наиболее теплая часть года. В 1978 г. он продолжался с 11 июня по 20 августа, т. е. 70 дней.

Конец лета выделяется по резкому понижению температуры воздуха, которое сопровождалось выпадением значительного количества осадков в виде дождя и мокрого снега на дне долины и снега на более высоких уровнях. Закончился период 30 сентября одновременно с образованием осенних временных снежных покровов с резким понижением температуры воздуха до отрицательных значений.

Самая теплая часть ледникового лета — собственно лето, средняя температура $9,4^{\circ}$. Начало лета значительно прохладнее, средняя температура этой части лишь $4,9^{\circ}$. Конец лета оказался еще более прохладным — $3,7^{\circ}$. Лето не отличалось экстремальными условиями. Максимум за лето составил $23,6^{\circ}$ (абсолютный максимум $25,7$ в 1974 г.). Не отмечалось и очень низких температур. Минимальная температура в начале лета — $10,7^{\circ}$, собственно лета — $3,6^{\circ}$, в конце лета — $10,0^{\circ}$.

Минимальная относительная влажность 55% наблюдалась в первую часть лета. Середина лета характеризовалась

Рис. 4. Термический режим воздуха (а), режим термического градиента (град/см) снежной толщи (б), режим испарения (10^{-3} г/см²сут) (в) и режим конденсации (10^{-3} г/см²сут) (г) снежной толщи на опорном шурфе (2150 м) в фазу уплотнения (Рисунок выполнен Ю. Н. Пархоменко)

увеличением количества осадков — более 150 мм. Число дней с осадками составляет 35. К концу лета относительная влажность опять понизилась до 61%. Минимальные значения относительной влажности связаны, главным образом, с резким дневным понижением влажности совместно с действием фёновых явлений. В таких ситуациях относительная влажность воздуха может достигать 16—18%.

Скорость ветра имеет нормальный для континентального климата ход. Средние скорости ветра меняются относительно мало в течение лета: от 0,7 до 1,0 м/с. Большие скорости ветра отмечаются в начале лета (15 мая—10 июня). Небольшие скорости ветра в летний сезон объясняются действием местной циркуляции воздуха (горно-долинные ветры, склоновые). Летом отмечается большое количество штилей и слабых ветров менее 1 м/с, не регистрируемых по флюгеру.

Удаление от ледников на 2—4 км, малый уклон долины около 3° и наличие преград в виде древних морен делают недосыгаемой станцию Актру для ледниковых ветров.

Осадков летом выпало около нормы. Меньше осадков было в начале лета и второго периода — собственно лета. Главным образом это относится к июню. В середине лета выпало значительное количество осадков — 179,4 мм, причем отмечено максимальное число дней с осадками (35). Большое число дней с осадками (31) отмечено и в конце лета. Летние снегопады — очень характерное явление для Горного Алтая. Они неоднократно отмечались. В начале и середине лета отмечено по 6 дней со снегом. Имеются в виду случаи, когда снег покрывал подстилающую поверхность на дне долины, по крайней мере, несколько часов. В конце лета повторяемость летних снегопадов увеличилась до 12 дней. В течение ледникового лета идет процесс таяния ледников. Он начинается в конце июня, достигает максимума в середине лета и заканчивается в сентябре.

В то время как на дне долины господствовало лето, в нивально-гляциальной зоне (станция на перевале Учитель) продолжались фазы снеготаяния (11 мая—4 июня) и схода снежного покрова (5 июня—15 июня). Лето началось только 16 июня, когда среднесуточная температура воздуха стала резко подниматься выше 5°. Продолжительность лета значительно меньше, чем на дне долины. Начало лета заканчивается 29 июня. Собственно лето продолжится с 30 июня по 11 августа. С 12 по 20 августа — конец лета. С 21 августа среднесуточная температура воздуха перешла через 0°. На протяжении лета среднесуточные температуры не поднимались выше 10°, а в отдельных случаях (в конце июня и начале августа) они опускались ниже 0°. Средняя температура каждой части ледникового лета примерно на 5° ниже, чем в долине. В связи с часто повторяющимися ин-

версиями температуры воздуха на меньшую величину различаются минимальные температуры. Больше отличаются максимальные температуры, так как в дневное время градиент температуры составляет $0,8^{\circ}/100$ м.

Во все летние месяцы на станции Учитель отмечаются большие скорости ветра. Это объясняется значительной открытостью горизонта. Количество осадков за летние месяцы лишь на 38 мм больше количества осадков на ГМС Актру. Число дней с осадками на обеих станциях совпадает. На верхней станции гораздо чаще наблюдаются летние снегопады. 21 августа установился первый временный снежный покров. Началась первая фаза нивально-гляциального периода 1978/79 г.

Выводы

1. Оценка нивально-гляциальных периодов различных районов Алтае-Саянской горной области [3] была осуществлена на основе данных, приведенных к длинному ряду наблюдений, которые опубликованы в справочниках по климату СССР. В статье сделана попытка охарактеризовать нивально-гляциальный период горноледникового бассейна на основании материалов, полученных в течение одного балансового года. Результаты показывают, что для лет с нормальным ходом солнечной радиации и атмосферной циркуляции, к которым относится исследуемый период, предложенная методика вполне приемлема, так как даты начала фаз и их продолжительность совпадают с этими значениями для другого горноледникового бассейна Аккем, расположенного также в Центральном Алтае. Но, очевидно, что для лет с экстремальными условиями, например, для очень теплых или очень холодных лет, или для лет, в которые максимум выпадения твердых осадков приходится не на переходные периоды года, а на середину зимы, произойдет значительная деформация структуры нивально-гляциального периода.

2. В связи с большим перепадом высот в бассейне Актру от 2150 (высота замыкающего створа) до 4075 м — главная вершина Актру-баш — даты установления и окончания соответствующих фаз существенно изменятся на разных уровнях. Это относится ко всем фазам за исключением фазы трансформации снежной толщи. Объясняется это, в первую очередь, понижением температуры воздуха с высотой, что благоприятствует более раннему образованию снежного покрова и позднему сходу на больших высотах. Фаза трансформации в основном определяется синоптическими процессами, в частности периодом установления господства и раз-

рушения над Горным Алтаем отрогов монгольского антициклона.

3. На дне долины отмечается только один пик значительного роста снежной толщи в фазу интенсивного снегонакопления. В нивально-гляциальной зоне выделяется два таких пика: один в фазу интенсивного снегонакопления, другой — в фазу уплотнения.

4. Большую роль в формировании и динамике снежного покрова на высотах, расположенных выше границы леса, играет метелевый перенос снега.

5. Середина зимы отличается сухостью и минимальными температурами, что способствует интенсивному ходу перекристаллизации снежной толщи и образованию горизонта глубинной изморози.

6. Наибольшего развития горизонт глубинной изморози достигает в период максимума снегонакопления, который отмечен в первой декаде марта.

7. Режим схода снежных лавин имел два пика — в декабре, когда наблюдались маломощные лавины из ветровой доски, и в марте—апреле, когда интенсивные снегопады послужили причиной схода мощных лавин смешанного типа.

ЛИТЕРАТУРА

1 Ревякин В С Структура гляциального периода на Алтае.— В кн: Проблемы гляциологии Алтая Томск, 1974, с 89—101.

2 Ревякин В С Внутриконтинентальный вариант гляциосферы Земли.— В кн Вопросы горной гляциологии Томск, 1977, с 12—35.

3 Ревякин В С, Плотникова Л. А. Структура гляциального периода в горноледниковых бассейнах Алтая.— В кн: Вопросы географии Сибири Томск, 1978, с 48—63.

4 Чубенко А Г., Ночевалов Ю. В Лавины свежевыпавшего снега западной части Катунского хребта (на примере бассейна Мульты).— В кн: Гляциология Алтая Вып 11. Томск, 1976, с 90—97.

ВОЗМОЖНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ СНЕЖНО-ФИРНОВОЙ ТОЛЩИ

(Результаты полевых испытаний)

С. А. НИКИТИН

Одной из задач, решаемых современной горной гляциологией, является анализ баланса массы ледников. Наиболее распространенными методами определения его составляющих до сих пор остаются снегомерные съемки и наблюдения в шурфах. Как известно [1, с. 226], «значительной статьей приходной части баланса массы ледника является его внутреннее питание, иногда достигающее 100 % годового прихода». Для оценки величины внутреннего питания необходимо производить комплекс наблюдений в шурфах, где определяются годовые слои, возраст снежно-фирновой толщи, распределение плотности вещества по вертикали. Затем полученные значения интерполируются по всей площади зоны питания ледника. Очевидно, что увеличение количества шурфов дает более точные характеристики составляющих баланса массы, однако объем работ при проходке шурфов в фирновой зоне горных ледников очень велик, и число их приходится ограничивать. Это в значительной мере увеличивает ошибки определения составляющих баланса массы по площади зоны питания, хотя точность измерений в точке может быть достаточно высокой [2]. Проблема интерполяции результатов из точки на площадь требует разработки точных методов оценки толщины снежно-фирновых слоев. Одним из наиболее перспективных в гляциологии является радиолокационный метод. Применение его для изучения динамики накопления осадков в зоне питания ледников может существенно упростить решение балансовых задач и увеличить точность оценки составляющих баланса на больших площадях.

В начале 1979 г. рабочей группой проблемной научно-исследовательской лаборатории гляциоклиматологии Томского университета был создан макет радиолокационной станции с рабочей частотой 1000 МГц (РЛС-1000), предназначенной для исследования строения зоны питания горных ледников. В августе он был испытан на Алтае в репрезен-

тативном горноледниковом бассейне Актру на ледниковом комплексе Купол.

Для радиолокационных исследований был выбран импульсный метод радиолокации. Специфика задачи и особенности объекта исследования определили следующие основные характеристики аппаратуры:

- 1) рабочая частота $f_p = 1000$ МГц;
- 2) мощность в импульсе $P_{\text{имп}} = 0,01$ Вт;
- 3) длительность импульса $\tau_{\text{имп}} = 0,05, 0,01$ мкс;
- 4) частота следования импульсов $F_{\text{след}} = 250$ кГц;
- 5) чувствительность приемника при отношении сигнал/шум $= 1$ $P_{\text{пр}} = 10^{-8}$ Вт;
- 6) полоса пропускания приемного тракта $\Delta f = 100$ МГц;
- 7) потенциал РЛС-1000 при различных вариантах включения антенн 80—90 дБ.

При измерении тонких слоев радиолокационным методом возникает необходимость в высокой разрешающей способности, позволяющей «видеть» отдельно близко расположенные границы слоев снега, фирна и льда.

Длительность излучаемого импульса должна удовлетворять условию

$$\tau_{\text{имп}} \leq \frac{2h_{\text{мин}}}{c_d},$$

где $\tau_{\text{имп}}$ — длительность импульса, мкс; $h_{\text{мин}}$ — минимальная толщина слоя, м; c_d — скорость распространения радиоволн во льду, 167 м/мкс. Параметры высокочастотного приемного тракта РЛС-1000 и индикатора отраженных сигналов были выбраны из расчета длительности излучаемого импульса — 0,01 мкс.

Мощность снежно-фирновой пачки слоев на горных ледниках обычно не превышает 15—25 м [2]. Ослабление зондирующего сигнала на частоте 1000 МГц составляет 0,1 дБ/м [3,4]. Требуемый энергетический потенциал РЛС-1000 с учетом потерь на поглощение, потерь при прохождении границ раздела слоев и потерь геометрических лежит в пределах 70—80 дБ.

Структурная схема РЛС-1000 представлена на рис. 1.

Приемник прямого усиления с полосой пропускания 100 МГц на частоте 1000 МГц имеет чувствительность 80 дБ. Схемой автоматической регулировки усиления (АРУ) коэффициент усиления приемника уменьшается на 0—40 дБ. Ручная регулировка изменяет усиление приемника ступенчато с шагом 5 дБ в тех же пределах.

Передатчик излучает радиоимпульсы длительностью 0,05 мкс и мощностью 0,01 Вт. Радиоимпульсы формируются методом ударного возбуждения контура и усиливаются

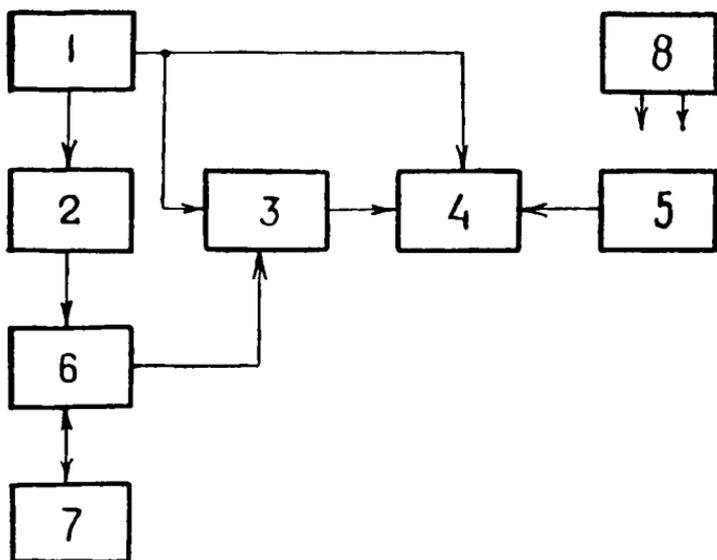


Рис. 1. Структурная схема РЛС-1000: 1 — синхронизатор, 2 — передатчик; 3 — приемник; 4 — осциллограф; 5 — фоторегистратор; 6 — циркулятор, 7 — антенна; 8 — блок питания

однокаскадным усилителем мощности. Передатчик располагался непосредственно на передающей антенне.

Синхронизатор осуществляет запуск передатчика и схемы АРУ приемника с частотой 250 кГц, а также определяет время экспозиции и паузы фоторегистратора. Опорная частота 1 МГц в синхронизаторе задается генератором, стабилизированным кварцем.

В качестве индикатора отраженных сигналов использовался широкополосный осциллограф С1-71. В фоторегистраторе применялась покадровая съемка экрана осциллографа.

Антенный переключатель «прием-передача» представлял собой ферритовый четырехплечий циркулятор, нагруженный на согласованную нагрузку 75 Ом. В экспериментах применялись две антенны — одиночный зигзагообразный излучатель и антенная решетка из 16 таких же излучателей со сплошным плоским рефлектором. Потребляемая мощность РЛС-1000 185 Вт. Вес аппаратуры и антенн составлял 25 кг, вес осциллографа — 19 кг.

Полевые испытания

В летнем полевом сезоне 1979 г. в бассейне Актру продолжались работы по радиозондированию ледников. Для радиозондирования применялась РЛС с рабочей частотой

440 МГц (РЛС-440) и разрешающей способностью 42 м. В предыдущем полевом сезоне этой РЛС-440 были прозондированы ледники М. Актру и Л. Актру [5]. В 1979 г. были пройдены радиолокационные профили на ледниках Водопадный и № 7, входящих в ледниковый комплекс Купол. Одновременно проводились полевые испытания РЛС-1000, имеющей разрешающую способность 4,2 м.

При прохождении поперечного профиля на леднике Водопадном были произведены первые измерения аппаратурой РЛС-1000. Полученные результаты полностью совпали с результатами измерений аппаратурой РЛС-440. В этом месте отражающие границы находятся на расстоянии 50 и 75 м от поверхности. Обработка записей отраженных сигналов показала, что граница на глубине 75 м интерпретируется как ложе ледника. Общее затухание сигнала РЛС-1000, отразившегося от ложа, составило 80 дБ.

Дальнейшие испытания РЛС-1000 продолжались на предвершинной части ледникового комплекса Купол. От высшей точки Купола по азимуту 90° был размечен контрольный профиль (рис. 2). Он начинался на границе льда и скальных выходов, слагающих вершину Купол, и имел длину 200 м. Поверхность ледника на линии профиля слабо наклонена в восточном направлении.

Сначала на контрольном профиле было произведено ра-

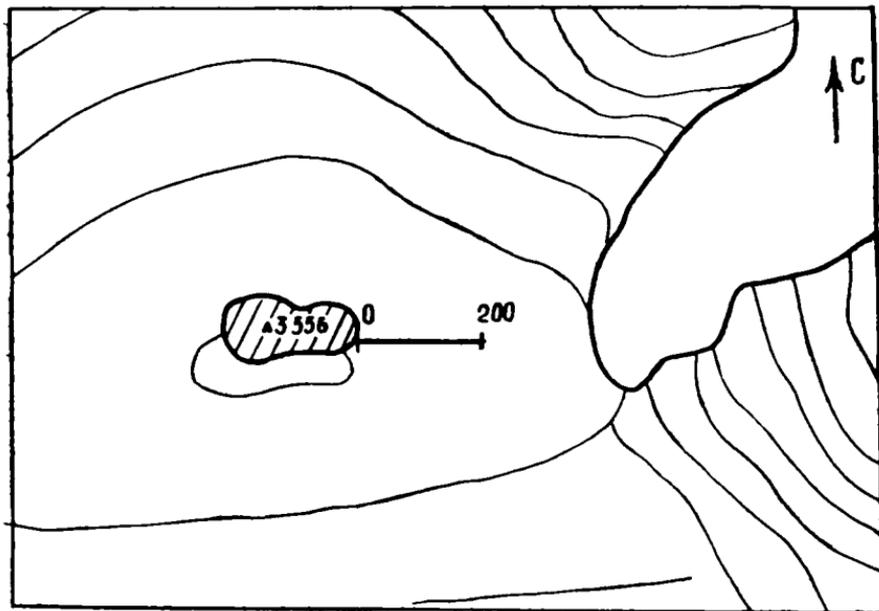


Рис. 2. Расположение контрольного профиля на ледниковой системе Купол

диозондирование аппаратурой РЛС-440. Были получены сигналы от двух отражающих границ. Граница ледник — ложе имеет крутой наклон в восточном направлении, и в конце профиля отбивается на глубине 84 м. Промежуточная отражающая граница на глубинах 45—55 м имеет менее крутой наклон, чем ложе ледника.

Затем контрольный профиль был прозондирован аппаратурой РЛС-1000. На записях уверенно прослеживаются две отражающие границы в верхнем тридцатиметровом слое ледника. Отражений от ложа и от промежуточной отражающей границы с глубины 45—55 м получено не было, что можно объяснить большим затуханием сигнала в верхних слоях ледника, пропитанных талыми водами. На рис. 3 представлен разрез ледника по контрольному профилю. Первая и вторая отражающие границы построены по данным РЛС-1000, третья и четвертая — по данным РЛС-440.

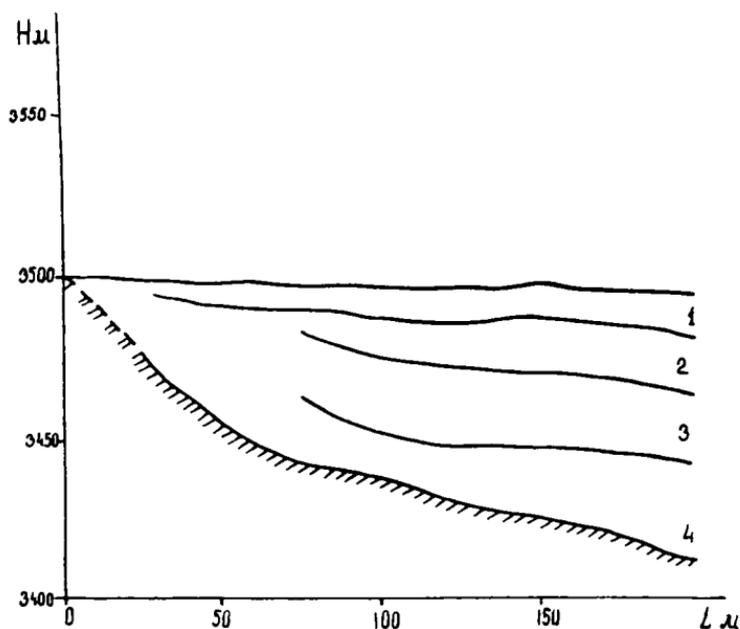


Рис. 3 Разрез ледника по контрольному профилю: 1, 2 — отражающие границы по данным РЛС-1000; 3, 4 — отражающие границы по данным РЛС-440

Проведенные полевые испытания показали, что в данном варианте аппаратура РЛС-1000 способна выделить границу фирновой толщи и различить слои, отстоящие друг от друга на расстоянии, большем 4,2 м. Совместное применение РЛС-1000 и РЛС-440, имеющей больший энергетический по-

тенциал, позволит получать разрезы ледников в зоне питания до ложа. Дальнейшая доработка аппаратуры должна идти по пути укорочения зондирующего импульса и увеличения его мощности. Применение портативного осциллографа со стробоскопической обработкой сигнала позволит значительно сократить общий вес аппаратуры и уменьшить потребляемую мощность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бажев А. Б. Роль внутреннего питания в балансе массы ледников и методы его определения — В кн: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения Вып. 21 М., 1973 — 226 с.
2. Голубев Г. Н. Гидрология ледников.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976, с 120—132.
3. Богородский В. В. Физические методы исследования ледников — Л.: Гидрометеиздат, 1976, с 87—101
4. Богородский В. В., Гусев А. В., Хохлов Г. П. Физика пресноводного льда — Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 210 с
5. Никитин С. А. Результаты радиолокационного зондирования ледников Актру — Наст. сборник.

БОРИС ПЕТРОВИЧ ВЕЙНБЕРГ

И. М. РУДАЯ

Российская, а в особенности сибирская интеллигенция с начала XIX в. неоднократно требовала от царского правительства организации в Сибири системы высшего образования. В качестве базового предлагался г. Томск. Необходимость создания сибирской высшей школы диктовалась, с одной стороны, расширением промышленного производства в азиатской части России, с другой — чрезвычайно низким уровнем образованности населения.

Однако в связи со все возрастающим количеством студенческих выступлений в России правительство не спешило удовлетворить требования передовой части населения страны. Poleмика об открытии университета затянулась на три четверти века. Лишь благодаря настойчивости прогрессивной общественности и крупных сибирских промышленников, нуждавшихся в квалифицированных специалистах, в конце XIX в. в Томске был открыт первый сибирский университет. Несколько позже, в 1900 г., здесь же начал подготовку специалистов технологический институт. Для преподавания в этих вузах из Европейской России были приглашены многие видные представители русской науки. С именами некоторых из них связаны возникновение, становление и развитие сибирской гляциологической школы. Именно так в 1909 г. в Томске оказался приват-доцент Борис Петрович Вейнберг, назначенный заведующим кафедрой физики технологического института.

Все, кто так или иначе встречался с Б. П. Вейнбергом, хорошо известна его многогранная одаренность. Талантливый ученый, активный популяризатор науки и умелый администратор, он создал более 300 научных и более 200 научно-популярных работ (часть из них, к сожалению, он не успел подготовить к публикации, и они так и остались в рукописи).

Б. П. Вейнберг родился 2 августа 1871 г.¹ в Петергофе

¹ По другому источнику дата рождения Б. П. Вейнберга 10 июня 1871 г. [10].

в семье ученого и литератора Петра Исаевича Вейнберга. После окончания в 1889 г. гимназии Б. П. Вейнберг в 1893 г. поступает на физико-математический факультет Петербургского университета и успешно заканчивает его. Работая на кафедре физики физико-математического факультета, Вейнберг после отличной сдачи конкурсных экзаменов на степень магистра назначается приват-доцентом Новороссийского университета по кафедре физики. В 1906 г. Б. П. Вейнберг возвращается в Петербург и приступает к чтению лекций по земному магнетизму в Петербургском университете. В этот же период молодой ученый избирается профессором Высших женских курсов и психоневрологического института.

Уже в новороссийский период научной деятельности Б. П. Вейнберга его интересы сосредоточиваются в области физики твердого тела. В 1903 г. он проводит свои первые опыты по определению коэффициента внутреннего трения ряда металлов как материалов с неправильными кристаллическими структурами.

Несколько позднее Б. П. Вейнберг приступает к изучению кристаллических тел, причем в качестве первого объекта для эксперимента выбирает лед. Удобство льда заключалось в том, что из него без особых трудностей можно было получить монокристаллы необходимой величины и затем при изучении использовать уже разработанные Вейнбергом методы для металлов. Эксперименты со льдом были начаты также и потому, что у льда, как отмечает Б. П. Вейнберг [1, с. 4], эффект внутреннего трения при деформации проявляется в более отчетливой форме, чем у других изученных им тел. Одновременно численные значения коэффициента внутреннего трения при разных скоростях деформации льда уже на раннем этапе развития гляциологической науки представляли большой интерес для рассмотрения с физической точки зрения механизма движения льда в ледниках.

Зимой 1905 г. Б. П. Вейнберг проводит ряд экспериментов со льдом р. Невы, в результате чего впервые получает исходные величины для вычисления коэффициентов внутреннего трения для природных речных льдов. Внимание Вейнберга привлекают ледники, где изучение физики льда возможно в течение года. Для этих целей, по мнению Б. П. Вейнберга, необходим ледник, во-первых, достаточно хорошо изученный, во-вторых, движение льда в котором отличалось бы стационарностью, (т. е. течение льда в нем неизменно по величине и направлению, а лед несжимаем и имеет постоянную плотность). В качестве такого объекта Б. П. Вейнберг выбирает альпийский ледник Хинтерайс в южном Тироле.

К этому периоду Хинтерайс был уже достаточно хорошо изучен, так как именно здесь на протяжении почти 20 лет

ставили стационарные работы профессор механики Мюнхенского университета Р. Финстервальдер со своими учениками Блюмке и Гессом. С помощью геодезического и фотограмметрического методов они определили скорость перемещения поверхностных слоев ледника, величину абляции снега и аккумуляции льда, а также посредством бурения впервые для долинных ледников выяснили особенности их морфологии и характер ледникового ложа.

Связанный преподавательской деятельностью, Б. П. Вейнберг не может совершить путешествие в Альпы в зимнее время. Для экспедиции остается лишь свободное от учебных нагрузок лето. Однако для исследования коэффициента вязкости льда, как показали первые же опыты на Неве, повышенные летние температуры воздуха на поверхности ледника оказались вполне понятным техническим затруднением, в связи с чем Б. П. Вейнберг конструирует специальный криогидратный прибор, с помощью которого он получает возможность проводить определение коэффициента внутреннего трения ледяных монолитов, взятых в различных участках тела ледника, при более или менее постоянной отрицательной температуре и независимо от внешней температуры воздуха.

Реализация намеченных планов потребовала немалых усилий. Несмотря на многократные просьбы в различные инстанции об ассигновании средств на изготовление приборов и осуществление Альпийской экспедиции, Вейнберг повсюду получает отказы. Только после длительной переписки ученого с всевозможными благотворительными организациями Общество для пособия нуждающимся литераторам и ученым выделяет экспедиции Б. П. Вейнберга 500 руб. Добавив к этой сумме часть своих сбережений, Б. П. Вейнберг изготавливает два прибора и летом 1905 г. наконец выезжает в Альпы.

Благополучно добравшись почти до места, Б. П. Вейнберг обнаруживает первый конструктивный недостаток своего изобретения: приборы слишком тяжелы и капризны (каждый из них весит по 64 кг). Последние 8 км, на которые приходилось около 600 м подъема, их несут на руках. «На месте оба прибора были установлены вблизи гостинички «Хохёгоспиц» под небольшим навесом, на фундаментах из трех сколоченных и врытых в землю деревянных столов, и не подвергались благодаря этому тряске даже от частого присутствия коз, которых привлекала капавшая из отводных трубок соленая вода» [1, с. 76].

После окончания первой же серии опытов обнаруживается второй, более серьезный недостаток конструкции, в которой не были учтены, во-первых, малокомфортные, экспедиционные условия работы и, во-вторых, структурные осо-

бенности ледникового льда, закладываемого в цилиндры, которые, как заключает сам Б. П. Вейнберг [1, с. 84], были гораздо меньшего диаметра, чем это было необходимо. Кроме этого, температурные колебания в приборах, вопреки ожиданиям, были весьма значительны, что, конечно, сказалось на результатах измерений, а своевременно ввести поправку на изменение температур непосредственно в поле Вейнберг не мог, так как он не вмонтировал в прибор устройств для удобного и точного измерения температуры, а также не приобрел достаточного количества соответствующих термометров.

Поэтому систематическая ошибка полученных результатов оказалась больше, чем в опытах с речным льдом, а отдельные значения коэффициента внутреннего трения отличались от истинного на 20—55%. В том случае, когда резко выступало явление скольжения зерен друг относительно друга (т. е. нарушалась стационарность движения льда), различие между полученными и истинными величинами было еще бóльшим.

«Такой вывод заставляет рассматривать произведенные... наблюдения над кручением цилиндров ледникового льда лишь как первый шаг на пути опытного исследования сил внутреннего трения в этом льде, как попытку определить в грубых чертах порядок величины его коэффициента внутреннего трения — ибо ни устройство приборов, ни самый метод не оказались вполне соответствующими цели...» [1, с. 84].

Несмотря на несовершенство поставленных опытов и неточность отдельных выводов, материалы Б. П. Вейнберга, представленные в качестве докторской диссертации, имели принципиальное значение, т. к. он не только построил одну из первых оригинальных математических моделей вязкого течения льда в ледниках, но и применил комплексный метод при изучении механизма движения льда. Исследования таких ученых, как Кох, Мак-Конели, Кидд, Де-Марки и Гесс, занимавшихся сходными вопросами до Б. П. Вейнберга, не привели к оформлению достаточно разработанной теории «...даже для того, чтобы судить о порядке величины внутреннего трения льда» [2, с. 31—32]. Общий недостаток работ предшественников заключался в том, что они придавали значение какому-либо одному явлению, хотя, как подчеркивает Б. П. Вейнберг, движение ледника представляется настолько сложным процессом, что объяснить его одним обстоятельством, конечно, невозможно [1, с. 112—113]. «Ледник, скользя как одно твердое целое по руслу, вместе с тем деформируется как всякая несжимаемая жидкость и изменяет количество заключенной в нем воды в зависимости от давления, причем быстрота скольжения зависит от наклона русла ледника и от сил внешнего трения между

льдом и руслом, а быстрота деформации — от наклона и формы русла и от сил внутреннего трения льда» [1, с. 144]. Эта основная мысль Б. П. Вейнберга нашла свое теоретическое и экспериментальное отражение в работе «О внутреннем трении льда», за которую в 1907 г. Российская Академия наук присуждает ученому докторскую степень и удостоивает его Малой Ломоносовской премии [8].

Через два года после защиты докторской диссертации Б. П. Вейнберг переезжает в Томск, где занимает кафедру физики технологического института.

Томский период деятельности Б. П. Вейнберга очень плодотворен. С чтением лекций в институте, университете и Высших женских курсах, руководством научными разработками ассистентов и студентов он находит время для чтения публичных лекций для населения и для организационной работы. При содействии Б. П. Вейнберга в Томске открываются Высшие женские курсы, а он становится их первым директором. Почти в это же время в Томске начинает работу Институт исследования Сибири, одним из организаторов которого также является Вейнберг.

Борис Петрович Вейнберг был человеком очень увлеченным, деятельным, умел заразить своих учеников и сподвижников новыми интересными проблемами. Под его руководством пришли в науку замечательные ученые, впоследствии академики А. Е. Ферсман, Н. Н. Семенов, В. Д. Кузнецов [7]. Как вспоминает сын Б. П. Вейнберга, известный советский гелиотехник, лауреат Государственной премии, профессор Всеволод Борисович Вейнберг, на консультации к Борису Петровичу, да и просто на чай, часто заходил молодой Михаил Тронов. Под руководством Б. П. Вейнберга он принимал участие в магнитометрических съемках с одновременным изучением оледенения Алтая.

Сразу же по приезде в Томск Б. П. Вейнберг начинает интенсивную подготовку к экспедиции на алтайские ледники. Огромную помощь ему оказывает основоположник сибирской гляциологической школы профессор университета В. В. Сапожников, большой энтузиаст и знаток Алтая.

В одном из официальных писем в совет Томского технологического института Вейнберг обосновывает необходимость проведения алтайской ледниковой экспедиции. При этом он отмечает, что для своих исследований выбирает Талдуринский и Берельский ледники, именно исходя из советов профессора Сапожникова. Эти ледники, как далее указывает Вейнберг, удовлетворяют основным необходимым требованиям, т. е. достаточно доступны в смысле транспортировки оборудования, имеют в продольном направлении мало изменяющуюся ширину, и, очевидно, относительно свободны от внутренних морен.

Кроме инструментальных наблюдений за механизмом перемещения льда в ледниках, предполагалось также произвести работы по абляции и аккумуляции льда, а также некоторые геофизические работы по всему маршруту экспедиции.

Уже на начальных стадиях подготовки к экспедиции Вейнберг, как обычно, сталкивается с большими финансовыми трудностями. По решению совета института экспедиции из средств института решено было выделить всего 400 руб., чего для осуществления большой задуманной программы было катастрофически мало. Поэтому в январе—марте 1910 г. Борис Петрович обращается за помощью в Главное управление землеустройства и земледелия, в Российскую Академию наук и в Общество содействия успехам опытных наук. Однако везде, правда, в вежливой форме он получает категорический отказ.

Несмотря на эти затруднения, экспедиция на Алтай все же осуществляется. С 6 июня по 1 сентября 1910 г. Б. П. Вейнберг вместе со своими лаборантами В. Д. Дудецким и И. И. Сидоровым выполняет маршрут: пароходом от Томска до Бийска, Уймонским трактом до с. Уймон, затем выюком через с. Усть-Кан к массиву Белухи, после чего через долины рр. Аргут, Джело и Талдура до пос. Кош-Агач и, наконец, от пос. Кош-Агач по Чуйскому тракту до Бийска. На всем протяжении выполнялись магнитные измерения.

К сожалению, кроме краткого отчета В. Дудецкого и И. Сидорова о магнитных исследованиях, не сохранилось ни полевых дневников, ни каких-либо других свидетельств об этой экспедиции. И. Т. Лазовский (устное сообщение) полагает, что все эти материалы сгорели при пожаре городской типографии во время революционных событий в Томске. Как раз в этот период экспедиционные и некоторые другие материалы Б. П. Вейнберга готовились к публикации.

По мнению самого Б. П. Вейнберга, экспедиция 1910 г. была лишь «предварительной подготовкой» к комплексным исследованиям алтайских ледников. В октябре 1910 г. Б. П. Вейнберг подает в совет технологического института подробное письмо-ходатайство, обосновывающее большую значимость комплексных научно-исследовательских работ в Горном Алтае. Из письма следует, что основной целью экспедиции является изучение зависимости между скоростями движения различных точек на поверхности ледника, толщиной льда в этих точках, морфометрией ледникового ложа и коэффициентом вязкости льда. Решение этого вопроса стало бы практическим подтверждением теории движения ледникового льда, выдвинутой Б. П. Вейнбергом в 1907 г. в докторской диссертации. Кроме этого, перед будущей экспедицией ставились также и побочные цели:

«1) изучение зависимости сил внутреннего трения ледникового льда от температур и от быстрого закручивания¹;

2) изучение скорости таяния льда в различных пунктах ледника;

3) изучение распределения температуры внутри ледника в буровых скважинах²;

4) измерение количества переносимого ледником твердого материала, отличного ото льда;

5) метеорологические наблюдения у стана вблизи ледника в связи с одновременными наблюдениями во временной небольшой обсерватории той станции Чуйского тракта, которая будет опорным пунктом для экспедиции;

6) консервирование града, если таковой выпадет, изучение его микроструктуры и доставка его в Томск;

7) наблюдения над атмосферным электричеством и ионизацией воздуха у стана вблизи ледника;

8) актинометрические наблюдения на близлежащих высотах;

9) измерение числа пылинок в воздухе пылемером Айткена;

10) магнитные наблюдения у стана, магнитная рекогносцировка в соседние местности и магнитная съемка вдоль пути Бийск—Онгудай—Кош-Агач в одном направлении и Кош-Агач—долина р. Чулышман—Телецкое озеро—долина р. Бии—Бийск в обратном направлении;

11) изучение соседних ледников с проложением поперечных линий и съемкой, по возможности «фотографической», их поверхности»³.

Совет технологического института пересылает это письмо в Министерство народного просвещения. Здесь в просьбе отказывают.

Отрицательный ответ министра народного просвещения вызывает большой резонанс в Академии наук, где подробно рассматривают цели и планы намечаемой Б. П. Вейнбергом экспедиции. Наконец, 11 февраля 1911 г. Российская Академия наук подает на имя министра народного просвещения ходатайство об отпуске профессору Б. П. Вейнбергу необходимой суммы «ввиду выдающегося научного интереса намеченных экспедиционных работ».

Несмотря на, как видим, широкие планы Б. П. Вейнбер-

¹⁻² Еще в 1906 г. Б. П. Вейнберг сконструировал термобур, который не разрушал льда механически, а лишь плавил его под собой. В лабораторных условиях термобур был испытан в 1906 г. в Петербурге на четырехметровом столбе льда и в 1911 г. в Томске на ледяном столбе высотой 10 м. Бур работал со скоростью 120 м/сут при затрате электроэнергии в 3—4 кВт.

³ Письмо не опубликовано, отрывок публикуется впервые. (Из личного архива И. Т. Лазовского)

га на предстоящий полевой сезон, вторая экспедиция на Алтай, вероятно, так и не состоялась. Во всяком случае, кроме упомянутых документов, других сведений относительно этой экспедиции нами не обнаружено, как нет и соответствующих ссылок на них в гляциологических трудах.

В последующие годы томского периода научные интересы ученого все более склоняются к изучению земного магнетизма. До 1924 г. им было организовано 23 магнитных экспедиции по Сибири и в Монголию.

В 1924 г. Б. П. Вейнберг переезжает в Ленинград, где приказом Главкома науки при Наркомпросе назначается директором Главной геофизической обсерватории. Эту должность он занимает около года, после чего вновь полностью отдает себя науке.

Занимаясь магнетизмом, Б. П. Вейнберг не оставляет и своего старого увлечения физикой льда. Об этом свидетельствует его работа над капитальным трудом «Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда», появившаяся в печати в 1940 г.

Первоначально в основу этой работы было задумано положить единственную в мировой литературе монографию о льде профессора А. Б. Добровольского *Historia naturalis lody*, опубликованную в 1923 г. Однако при работе над новой книгой Б. П. Вейнберг значительно расширяет свой первоначальный план, включая в монографию обширные сведения о льде, накопленные за последние 20 лет. Кроме этого, он рассматривает в работе не затронутые А. Б. Добровольским «чрезвычайно актуальные для советского инженера или хозяйственника вопросы об использовании льда и о борьбе с ним» [5, с. 3]. Таким образом, из задуманной общей работы польского и советского ученых монография «Лед...» превращается в совместный труд ведущих специалистов под общей редакцией Б. П. Вейнберга.

Особое практическое значение сделанные в монографии выводы приобретают во время Великой Отечественной войны при строительстве «дороги жизни», которая связывала осажденный гитлеровскими оккупантами Ленинград через Ладожское озеро с Большой Землей. Как свидетельствует В. Б. Вейнберг, монография «Лед...» становится настольной книгой для строителей дороги. Сам Б. П. Вейнберг в этот период не принимает непосредственного участия в расчетах для «дороги жизни» — организм пожилого человека не выдерживает тягот блокады. Последние месяцы своей жизни профессор уже не поднимается с постели и весной 1942 г. умирает от голода.

Таким образом, вместе с В. В. Саложниковым Б. П. Вейнберг по существу создал основы сибирской гляциологической школы, которая с самого начала характеризовалась ши-

роким, комплексным подходом к изучению нивально-гляциальных процессов и явлений. В работах Б. П. Вейнберга отчетливо проявилось стремление к применению новых точных методов исследования льда и внедрению результатов в хозяйственную практику. Важные задачи изучения современного оледенения Алтая в последующие годы были решены и решаются в настоящее время последователями Б. П. Вейнберга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вейнберг Б. П. О внутреннем трении льда — СПб, 1906.— 144 с.
2. Вейнберг Б. П. Внутреннее трение льда и физические теории ледников — СПб., 1907.— 16 с.
3. Вейнберг Б. П. Образование ледников и их движение — Основные вопросы физики в элементарном изложении, 1907, № 1, с. 530—547.
4. Вейнберг Б. П. Снег, иней, град, лед и ледники.— Л., 1936 — 231 с.
5. Вейнберг Б. П. Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда — М — Л., 1940.— 524 с.
6. Кравец Т. П. Б. П. Вейнберг (некролог).— Успехи физических наук, 1945, № 27, вып. 1, с. 132.
7. Лазовский И. Т. Последний подвиг ученого.— Красное знамя, 1973, 22 февр.
8. Лазовский И. Т. Выдающийся исследователь Сибири.— Красное знамя, 1971, 10 сент.
9. Список печатных трудов профессора Б. П. Вейнберга.— Л.: ГГО, 1932— 39 с.
10. Ю. Д. К. Памяти Б. П. Вейнберга.— Метеорология и гидрология, 1947, № 6, с. 97—98.

Т. М. ПИТТЕР, Г. С. ЕРОХИНА

МИХАИЛ ВЛАДИМИРОВИЧ ТРОНОВ

ОСНОВНЫЕ ДАТЫ ЖИЗНИ И ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

(Материалы к библиографии ученых ТГУ)

Михаил Владимирович Тронov родился 18 ноября 1892 г. в г. Змеиногорске Томской губернии (ныне Алтайского края) в семье военного врача, умер 7 декабря 1978 г. в г. Томске.

1911 г. Окончил с золотой медалью Московскую 10-ю гимназию.

1920 г. Поступил на физико-математический факультет Томского государственного университета.

1920—1922 гг. Метеоролог и гидрометрист в экспедиции бюро по исследованию и использованию водных сил Сибири (Томск).

1925 г. Метеоролог-физик в Морской научной экспедиции Комсевееро-пути (Новосибирск).

1926 г. Окончил физико-математический факультет Томского университета, получив специальность геофизика.

1926—1931 гг. Ассистент кафедры метеорологии Томского университета.

1931—1933 гг. Доцент, заведующий кафедрой метеорологии Томского университета.

1931—1935 гг. Начальник магнитометрических партий бюро Генеральной магнитной съемки СССР управления Гидрометеорологической службы СССР.

1936 г. Награжден премией Наркомата земледелия СССР за блестящее выполнение генеральной магнитной съемки.

1936—1940 гг. Начальник Алтайских ледниковых экспедиций Томского университета.

1938 г. Присуждена ученая степень кандидата географических наук без защиты диссертации.

1938—1978 гг. Член ученого совета геолого-географического факультета Томского университета.

1946 г. Награжден медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.».

1948 г. Присуждена премия Томского университета за научную работу «Современное оледенение Алтая».

1949 г. Защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора географических наук.

1950 г. Профессор Томского государственного университета

1950 г. Присуждена Государственная премия СССР за научные работы «Современное оледенение Алтая» и «Очерки оледенения Алтая»

1950—1957 гг. Депутат Кировского районного Совета депутатов трудящихся (Томск).

1958 г. Присуждена премия Томского университета за научную работу «Основы гляциоклиматологии».

1960—1977 гг. Председатель Томского отдела Географического общества СССР.

1961 г. Присуждена премия Томского университета за научную работу «Проблема развития ледников».

1964—1978 гг. Член Президиума и ученого совета Географического общества СССР. Почетный член Географического общества СССР.

1967 г. Присвоено звание заслуженного деятеля науки РСФСР.

1970 г. Награжден медалью «За доблестный труд В ознаменование 100-летия со дня рождения Владимира Ильича Ленина».

1970—1978 гг. Куратор секции по гляциогидрологии Международного Геофизического Комитета

1970—1978 гг. Член редколлегии сборника «Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения» (Москва).

1972 г. Награжден Большой Золотой медалью Географического общества.

1973 г. Присуждена премия Томского университета за научную работу «Факторы оледенения и развития ледников»

1973—1978 гг. Научный руководитель единственной в СССР проблемной лаборатории гляциоклиматологии, организованной по его инициативе

1976 г. Награжден орденом Трудового Красного Знамени.

1977—1978 гг. Член междуведомственного редакционного Совета «Атлас снежно-ледниковых ресурсов мира».

Библиография трудов

1915

Восхождение на Белуху — Землеведение, т. 22, кн. 4, с. 84—98. (Совместно с Б. В. Троновым).

Исследования современных ледников Алтая. — Известия/Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. о-ва, т. 3, вып. 1—2, с. 5. (Совместно с Б. В. Троновым).

1916

По истокам Аргута. (Из поездки на Алтай летом 1914 г.). — Землеведение, т. 23, кн. 1—2, с. 13—30 (совместно с Б. В. Троновым).

Путешествие по Алтаю в 1914 и 1915 гг. — Землеведение, т. 23, кн. 1—2, с. 130—131. (Совместно с Б. В. Троновым).

1917

* Путешествия по Алтаю в 1915—1916 гг. — Записки/Семип. подотд. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. о-ва, № 11, с. 1—2. (Совместно с Б. В. Троновым).

1924

Исследования в Южном Алтае. Краткое сообщение о поездках на Алтай в 1912, 1913, 1915 гг. — Известия/Том. ун-т, т. 74, с. 217—241. (Совместно с Б. В. Троновым).

1925

Поездка в Восточный Алтай летом 1924 г. — Известия/Русск. геогр. о-во т. 57, вып. 1, с. 61—62. (Совместно с Б. В. Троновым).

* Источники, не просмотренные de visu, помечены звездочкой.

1929

Новые данные по оледенению Русского Алтая— Известия/Русск. геогр. о-во, т. 61, вып. 2, с. 245—254. (Совместно с Б. В. Троновым).

1930

Новые данные о водных силах Алтая. (Работы экспедиции по исследованию ледников и рек Алтая).— Труды/О-во изучения Сибири и ее производительных сил, вып. 4, т. 3—26. (Совместно с Б. В. Троновым).

Новые ледники Катунского хребта.— Труды/О-во изучения Сибири и ее производительных сил, вып. 4, с. 27—54. (Совместно с Б. В. Троновым).

1933

Отчет о работе Горно-Шорской магнитометрической партии в 1931 г.— Бюллетень Генеральной магнитной съемки СССР, вып. 1, с. 45—48.

1934

* Сводка ледниковых исследований Алтая с 1907 по 1932 гг.— Известия/Русск. геогр. о-во, т. 66, вып. 4, с. 564—570 (Совместно с К. Г. Тюменцевым и Б. В. Троновым).

1935

Новые физико-географические исследования в Центральном Алтае.— В кн.: Исследования ледников СССР Л, вып. 2—3, с. 114—143

По Катунскому леднику.— В кн.: На штурм Белухи. Новосибирск, с. 38—39.

1936

Восхождение на Белуху.— В кн.: Алтай, Хантенгри, истоки Зеравшана /Комитет СССР по проведению второго международного полярного года при Центральном управлении ЕГМС. Труды ледниковых экспедиций. Л.—М., вып. 6, с. 30—32.

Ледники Мульты и Аласкара.— В кн.: Алтай, Хантенгри, истоки Зеравшана/Комитет СССР по проведению второго международного полярного года при Центральном управлении ЕГМС. Труды ледниковых экспедиций. Вып. 6. Л.—М., с. 26—29.

Современное оледенение Катунского хребта.— В кн.: Штурм Белухи. Новосибирск, с. 99—114.

1937

Ледники Алтая.— В кн.: Ойротия. М.—Л., с. 249—274.

1939

Ледники горного узла Биш-Ирду.— Труды/Том. ун-т, т. 95, География, с. 1—30.

1947

Опыт анализа физико-географических условий современного оледенения Алтая.— Известия/Всесоюз. геогр. о-во, т. 79, вып. 2, с. 199—208.

1948

Исследование ледников Алтая.— Красное знамя, 1 мая.

О ледниковом питании рек Алтая.— Учен. записки/Том. ун-т, № 10, с. 131—150.

Об устойчивости ледников.— Известия/Всесоюз. геогр. о-во, т. 80, вып. 5, с. 476—488.

Современное оледенение Алтая. (Краткие итоги гляциологических исследований на Алтае).— В кн.: Труды Второго Всесоюз. геогр. съезда. М., т. 1, с. 286—297.

Современное оледенение Алтая.— В кн.: Томск: Изд-во Том. ун-та, 1948.— 525 с. В надзаг.: Труды Томск ун-та, т. 105. Серия геогр.

1949

К вопросу о климатических условиях четвертичного оледенения в Сибири.— Учен. записки/Том. ун-т, № 12, с. 221—228. (Совместно с Н. А. Нагинским).

К вопросу о климатическом факторе горного оледенения (По материалам алтайских исследований).— Вопросы географии Сибири; № 1, с. 123—155.

Очерки оледенения Алтая—М.: Географгиз.— 376 с.

Рец.: Григорьев А. А.—Сов. книга, 1950, № 4, с. 71—72; Думитрашко Н. Ценная работа об Алтае.— Новый мир, 1950, № 8, с. 277—279; Обручев В. А.— Известия АН СССР. Сер. геол., 1950, № 6, с. 152—153; Обручев В. А.— Природа, 1951, № 1, с. 92—93.

Современное оледенение Алтая: Автореф. дис. на соиск учен степени докт геогр. наук.— Л.— 10 с

1950

Хионосфера и снеговая линия— Известия/Всесоюз. геогр. о-во, т. 82, вып. 5, с. 472—486.

1951

Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае.— Вопросы географии Сибири, № 2, с. 3—68.

По ледникам Алтая (По материалам экспедиции географического факультета Томского университета (1949—1950 гг.).— В кн.: Побежденные вершины. Ежегодник сов. альпинизма Год 1951. М., с. 33—62.

1953

Проблемы гляциоклиматологии— Известия/Всесоюз. геогр. о-во, т. 85, вып. 3, с. 284—286.

Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае. (Статья вторая)— В кн.: Вопросы географии Сибири, вып. 3, с. 49—86.

1954

Вопросы горной гляциологии— М.: Географгиз.— 276 с.

Инерция сохранения ледников.— В кн.: Гляциология. М.—Л., с. 5—19. Подготовка климатологов и снноптиков.— За сов. науку, 4 июня. (Совместно с З. П. Коженковой).

1956

Вопросы связи между климатом и оледенением.— Томск: Изд-во Том. ун-та.— 202 с.

1957

Климат и развитие ледников.— В кн.: Основные методические указания по гляциологическим исследованиям. М., вып. 15, с. 5—20.

О некоторых закономерностях развития ледников— Труды комиссии по изучению четвертичного периода. М., т. 13, с. 405—412.

Основные вопросы гляциоклиматологии и проблема развития ледников.— Труды/Том ун-т, т. 147, с. 5—21.

Основы теории развития ледников.— Доклады Седьмой науч. конф., посвящ. 40-летию Великой Октябрьской соц. революции «Геология и минералогия. География. Четвертичная геология». Томск, вып. 4, с. 68—69.

1958

* Гляциологические исследования на Алтае.— В кн.: Описание объектов гляциологических исследований. М., с. 76—94.

* Основы гляциоклиматологии. Микрофильм Фотолаборатория АН СССР. Л.— 30 п л

1959

* Гляциологические исследования на Алтае— В кн.: Сборник материалов расширенного совещ. рабочей группы по гляциологии сов. междувед. комитета МГГ 20—24 мая 1958 г в Москве. М., вып. 1, с. 33—55.

Новые данные о современном оледенении Алтая.— Доклады и тезисы докл. на науч. конф. «Природа и природные ресурсы Алтайского края». Бийск, с. 6—9.

О выражении некоторых общих закономерностей развития ледников при помощи построения балансовых кривых.— В кн.: Гляциологические исследования в период МГГ. М., № 1, с. 36—52.

* О некоторых принципиальных вопросах гляциологии, которые не должны быть спорными.— В кн.: Сборник материалов расширенного совещ. рабочей группы по гляциологии сов. междувед. комитета МГГ 20—24 мая 1958 г. в Москве. М., вып. 1, с. 79—114.

О разработке некоторых вопросов теории развития ледников в гляциологических исследованиях на Алтае.— В кн.: Доклады и тезисы докл. на научн. конф. «Природа и природные ресурсы Алтайского края» Бийск, с. 4—6.

1960

Проблема развития ледников— Томск: Изд-во Том. ун-та, 115 с.

1961

Некоторые теоретические результаты гляциологических исследований на Алтае в период МГГ.— В кн.: Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 1, с. 78.

Итоги гляциологических исследований на Алтае в период МГГ.— Материалы гляциол. исследований. Хроника. Обсуждения, вып. 4, с. 94—102.

К вопросу о подчиненности климату динамики ледников.— Вопросы географии Сибири, вып. 4, с. 27—40.

Краткие сведения об отступлении ледников Алтая.— В кн.: Колебания режима существующих ледников: Тезисы докл. на симпозиуме по гляциологии Алма-Ата, 25 июня—5 июля 1962 г. Алма-Ата, с. 58—59.

Ледники и горные снега.— Человек и стихия, № 9, с. 224—225.

Некоторые принципиальные вопросы в учении о снеговой границе.— Гляциология Алтая, вып. 2, с. 3—36.

О влиянии летних снегопадов на режим ледников Алтая.— Гляциология Алтая, вып. 1, с. 161—168.

О предмете гляциоклиматической науки.— В кн.: Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, вып. 4, с. 155

О признаках и проявлениях подчиненности и неподчиненности климату в колебаниях ледников.— В кн.: Колебания режима существующих ледников: Тезисы докл. на симпозиуме по гляциологии. Алма-Ата, 25 июня—5 июля 1962 г. Алма-Ата, с. 60—61.

О роли летних снегопадов в колебаниях ледников — В кн.: Колебания режима существующих ледников: Тезисы докл. на симпозиуме по гляциологии Алма-Ата, 25 июня—5 июля 1962 г. Алма-Ата, с. 64—66

О термине «гляциология» — Материалы гляциол. исследований. Хроника. Обсуждения, вып. 6, с. 155.

Общие результаты ледниковых исследований на Алтае в период Международного геофизического года — Гляциология Алтая, вып. 1, с. 3—43 (совместно с И. Я. Олейник).

Основные черты связей между климатом и оледенением на Алтае.— В кн.: Гляциология Алтая, вып. 2, с. 59—77.

Памяти профессора Григория Григорьевича Григора (1884—1960).— Вопросы географии Сибири, № 4, с. 5—8. — Список трудов профессора Григория Григорьевича Григора, с. 9—12 (совместно с Б. Г. Иоганzenом).

Рец. на кн.: Орлов В. В. Климатический очерк Барабинской низменности.— Вопросы географии Сибири, № 4, с. 178—179. (совместно с К. И. Поповой).

Элементы теории развития ледников — Гляциология Алтая, вып. 1, с. 81—110.

Ред.: Вопросы географии Сибири Сб. 4 — 186 с.

Ред.: Гляциология Алтая Сб статей Вып. 1 — 253 с.

Гляциология Алтая Сб статей Вып. 2 — 245 с.

1963

Вопросы терминологии в учении о снеговой границе — Материалы гляциол. исследований Хроника Обсуждения, вып. 7, с. 168—172.

Некоторые черты связи между климатом и оледенением на Алтае — Материалы гляциол. исследований. Хроника. Обсуждения, вып. 7, с. 72—81.

1964

Гляциологические исследования на Алтае в 1963 г — Материалы гляциол. исследований Хроника Обсуждения, вып. 10, с. 54

Исследования на ледниках Алтая в 1961—1962 гг.— Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 10, с. 53.

Некоторые вопросы специальной тематики в гляциологических исследованиях — В кн.: Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии М—Л, с. 3—17

Некоторые принципиальные вопросы гляциоклиматологии — В кн.: Гляциол. исследования. Гляциология. IX раздел программы МГГ. М., № 13, с. 93—96

О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности.— В кн.: Гляциология Алтая, вып. 3, с. 12—51.

О различной реакции ледников на изменение климата.— Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 9, с. 139—145.

О роли летних снегопадов в колебаниях ледников.— Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 9, с. 145—149.

1965

О двух основных уровнях образования малых форм оледенения на Алтае.— В кн.: Тезисы докл. Третьего Всесоюз. гляциол. симпозиума. Фрунзе, с. 82—83. (Совместно с Н. И. Ивановым).

О предмете гляциоклиматологии.— Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 11, с. 194—198.

Основные черты климата горноледникового бассейна Актру.— Гляциология Алтая, вып. 4, с. 3—48 (совместно с Л. Б. Троновой и Н. И. Беловой)

Проблемы контакта между гидрологией, климатологией и гляциологией горных стран.— В кн.: Географические проблемы освоения пустынных и горных территорий Казахстана: Тезисы докл. Третьей научн. конф. Алма-Ата, с. 49—51.

Программа наблюдений за колебаниями ледников в связи с задачами гидрологии и климатологии горных стран.— В кн.: Тезисы докл. Третьего Всесоюз. гляциол. симпозиума. Фрунзе, с. 80—82.

Ред.: Гляциология Алтая. Сб. статей. Вып. 4.—292 с.

1966

Гляциологические исследования на Алтае летом 1965 г.— Материалы гляциол. исследований. Хроника. Обсуждения, вып. 12, с. 284.

Еще о малых формах оледенения.— Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 12, с. 250—253.

Ледники и климат — Л.: Гидрометеониздат, — 407 с.

Рец.: Чижов О. П. Новая монография М. В. Тронова о проблемах взаимосвязи оледенения и климата.— Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, 1967, вып. 13, с. 320—322.

* О географическом методе в климатологии — В кн.: Итоги и перспективы внедрения новых методов геогр. исследований: Материалы Третьего науч. совещ. географов Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, вып. 2, с. 58—61.

Проблема снеговой границы.— Вопросы географии Сибири, вып. 6, с. 120—126.

1967

Некоторые теоретические итоги гляциологических исследований на Алтае — Гляциология Алтая, вып. 5, с. 3—15.

Опыт комплексной гляциогидроклиматической характеристики типичного горноледникового бассейна на Алтае (на примере бассейна Актру) —

В кн.: Четвертая научн конф Новосибирского филиала науч-исслед ин-та аэроклиматологии. Тезисы докл. Новосибирск, с. 103—105

Рец на кн: Оледенение Урала: Результаты исследований по программе МГГ, Гляциология, № 16.—М: Наука, 1966—307 с

Авт: Л. С. Троицкий, В. Г. Ходаков, В. И. Михалев и др. Ценный вклад в разработку проблемы малых форм оледенения.—Материалы гляциол. исследований. Хроника. Обсуждения, вып. 13, с. 317—319

Ред: Гляциология Алтая: Сб. статей. Вып. 5—263 с

Ред: Проблема Тунгусского метеорита: Сб статей. Вып. 2—238 с

1968

Комплексные гляциогидроклиматологические исследования Томского университета на ледниках Алтая по международным программам — В кн.: Итоги исследований по геологии и географии за 50 лет 1917—1967. Томск, с. 186—195. (Совместно с М. А. Душкиным, П. А. Окишевым, И. Я. Олейник).

О нижнем и верхнем уровнях образования малых форм оледенения на Алтае — В кн.: Успехи сов. гляциологии: Материалы Третьего Всесоюз. гляциол симпозиума Фрунзе, с. 271—278. (Совместно с Ивановым).

О программе наблюдений за колебаниями ледников в связи с задачами гидрологии и климатологии горных стран — Материалы гляциол. исследований Хроника Обсуждения, вып 14, с. 190—197.

Разработка теоретических проблем гляциологии в Томском университете. — В кн.: Итоги исследований по геологии и географии за 50 лет. 1917—1967. Томск, с. 177—185.

Репрезентативный горноледниковый бассейн Актру на Алтае.— Материалы гляциол исследований. Хроника. Обсуждения, вып. 14, с. 197—201.

1969

Новые данные о климате и речном стоке в Горном Алтае. (Первые результаты исследований по программе Международного гидрологического десятилетия).—В кн.: Комплексное использование водных ресурсов Сибири и Дальнего Востока и их охрана: Материалы Четвертого науч совещ. географов Сибири и Дальнего Востока. Омск, вып. 4, с. 33—38. (Совместно с Л. Н. Шантыковой и Н. Х. Лупиной).

* О принципе актуализма в гляциологии — В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк.

Основные итоги исследований ледников Алтая за 50 лет Советской власти.— Известия/Алт. отд. Геогр. о-ва СССР, вып. 10, с. 20—30.

1970

Континентальный климат Алтая как база горного оледенения — Доклады/Том. отд. геогр. о-ва СССР, вып 1, с. 3—14. (Совместно с Л. Б. Троновой и Н. Х. Лупиной).

Некоторые грудные вопросы горной климатологии — Известия/Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, вып 13, с. 11—15

О гляциоклиматических показателях — Гляциология Алтая, вып. 6. с. 8—18.

Основные пункты программы комплексных гляциогидрометеорологических наблюдений в репрезентативных горноледниковых бассейнах на Алтае — Гляциология Алтая, вып 6, с. 277—287.

Основные черты водного баланса в ледниковой зоне Горного Алтая — В кн.: Материалы к науч-метод конф. «Проблемы комплексн изуч. ге-

огр. района и методика краевед. работы в школе». Секция геологии и физич. географии. Новокузнецк, с. 133—138.

Предисловие редактора.— Гляциология Алтая, вып. 6, с. 3—7.

Ред.: Гляциология Алтая: Сб. статей. Вып. 6.— 288 с.

1971

Вопросы гляциогидрологии Алтая.— В кн.: Природа и природные ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск, с. 3—7.

К вопросу о климатической репрезентативности горноледникового бассейна.— В кн.: Материалы гляциол. исследований: Хроника Обсуждения, вып. 18, с. 116—122 (совместно с Н. Х. Лупиной и Л. Б. Троновой).

* Новые оценки взаимодействия факторов оледенения и его эволюции на Алтае.— В кн.: Тезисы докл. на Пятнадцатой Генеральной ассамблее МГСС. М., с. 57. (Совместно с П. А. Окишевым).

Об основных вопросах и задачах гляциогидрологии горных районов СССР — Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 18, с. 111—116.

1972

Дискуссионные вопросы в учении о снеговой границе и хionoсфере.— В кн.: Вопросы геологии и географии: Материалы научн. конф. выпускников геол.-геогр. фак. Томск, с. 159—162.

Некоторые вопросы применения принципа актуализма в гляциологии.— Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 19, с. 98—103.

Некоторые задачи дальнейших исследований ледников на Алтае.— Гляциология Алтая, вып. 7, с. 6—18.

Основные черты гидрологического режима горноледниковой речки Актру на Алтае— Гляциология Алтая, вып. 7, с. 34—55 (Совместно с А. И. Блохиным и Л. Н. Шантыковой).

Факторы оледенения и развития ледников — Томск Изд-во Том. ун-та — 235 с.

1973

Гляциогидрометеорология репрезентативного горноледникового бассейна Актру. Итоги и перспективы — Материалы гляциол. исследований: Хроника Обсуждения, вып. 22, с. 137—142. (Совместно с М. А. Душкиным, Н. Х. Лупиной, И. Я. Олейник, В. И. Слущким, В. В. Севастьяновой, Л. Б. Троновой, Л. Н. Шантыковой)

Горноледниковый бассейн Актру как показатель характерных свойств ороклиматической базы оледенения Алтая — В кн.: Материалы научн. конф. «Проблемы гляциологии Алтая», посвящ 80-летию старейшего гляциолога М. В. Тронова. Томск, вып. 1, с. 9—20

Метеорология Актру — В кн.: Материалы научн. конф. «Проблемы гляциологии Алтая», посвящ 80-летию старейшего гляциолога М. В. Тронова. Томск, вып. 1, с. 72—81. (Совместно с Н. Х. Лупиной).

Новые теоретические результаты ледниковых исследований на Алтае.— Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 22, с. 96—101.

О благоприятных и неблагоприятных для оледенения свойствах континентальных климатов.— В кн.: Гляциогидроклиматология горных стран. М., с. 15—22.

О теоретическом значении гляциологических исследований на Алтае.— Вопросы географии Сибири, вып. 7, с. 9—15

Опыт комплексного исследования водного баланса в горноледниковом репрезентативном бассейне (бассейн Актру на Алтае).— В кн.: Гляциоклиматология горных стран. М., с. 66—73 (совместно с И Я Олейник и Л. Н. Шантыковой)

1974

О климатической снеговой границе и ороклиматической базе горных оледенений — Труды/Закавказ науч.-исслед. гидрометеорол. ин-т, вып 58, с. 100—115.

О расширенной оценке понятия хionoсферы. — В кн.: Материалы науч. конф. «Проблемы гляциологии Алтая», посвящ. 80-летию старейшего гляциолога М. В. Тронова. Томск, вып. 3, с. 3—9

О совместных исследованиях снеговой линии и границы леса в горноледниковых бассейнах — В кн.: Материалы науч. конф. «Проблемы гляциологии Алтая», посвящ. 80-летию старейшего гляциолога М. В. Тронова. Вып 2 Томск, с. 3—20. (Совместно с Н. Х. Лупиной и Л. Б. Троновой).

Основные задачи дальнейших гляциологических исследований на Алтае.— Гляциология Алтая, вып. 8, с. 3—17.

Программные вопросы комплексных гляциологических и гидрометеорологических исследований в горноледниковых бассейнах.— Труды/Закавказ. науч.-исслед. гидрометеорол. ин-т, вып. 58, с. 16—24

Ред Гляциология Алтая: Сб статей Вып 8 — 239 с

1975

Методологические вопросы в учении о снеговой границе и хionoсфере.— В кн.: Гляциоклиматология Западной Сибири. Л., с. 7—20.

1976

Некоторые теоретические результаты гляциологических исследований на Алтае — Вопросы географии Сибири, вып. 9, с. 3—10.

О принципе соответствия в гляциологии.— Гляциология Алтая, вып 9, с. 3—18.

О характеристике и типизации погоды в горноледниковом бассейне Актру.— Гляциология Алтая, вып. 11, с. 33—48. (Совместно с Н. Х. Лупиной и Л. Б. Троновой).

О хionoсфере — Гляциология Алтая, вып. 10, с. 118—138

Проблема климатической снеговой границы — Гляциология Алтая, вып. 10, с. 3—20.

Проблемы гляциоклиматологии глубококонтинентальных горных стран (на примере Алтая).— В кн.: Двадцать третий междунар геогр конгресс. Секция 2. Климатол, гидрол., гляциол. М., с. 265—269

Ред Гляциология Алтая Сб статей Вып. 11.—143 с

Типы суточного хода температуры воздуха в горноледниковом бассейне Актру в летнее время — Гляциология Алтая, вып. 9, с. 53—63. (Совместно с Л. Б. Троновой и М. М. Потялициной).

1977

Гляциоклиматология как контактная научная дисциплина, ее цели и задачи — В кн. Вопросы горной гляциологии. Томск, с. 3—11

Основные итоги исследований по программе МГД в горноледниковом бассейне Актру — В кн.: Вопросы горной гляциологии. Томск, с. 36—47.

(Совместно с В. В. Васильевым, Н. И. Дудукаловой, М. А. Душкиным, Н. Х. Лупиной, И. Я. Олейник, Л. М. Пархоновой, В. В. Севастьяновым, Л. М. Севастьяновой, Л. Б. Троновой, Р. М. Шмыглевой).

Основы учения о снеговой границе и хионосфере.—Л.: Наука—168 с. (Совместно с Н. Х. Лупиной).

1978

О различных типах гляциоклиматических показателей.— Гляциология Алтая, вып. 14, с. 3—10.

О смещении нивального пояса в горах под влиянием гравитационного фактора.— Гляциология Алтая, вып. 12, с. 130—137.

О смещении пояса снега и льда в горах под влиянием гравитационного фактора.— Материалы гляциол. исследований: Хроника. Обсуждения, вып. 34, с. 163—167.

Проблема гляциоклиматических показателей.— Томск: Изд-во Том. ун-та.—168 с.

Проблемы гляциоклиматологии.— Гляциология Алтая, вып. 13, с. 5—24.

Проблемы ороклиматической базы горного оледенения — Гляциология Алтая, вып. 12, с. 3—21.

Ред.: Гляциология Алтая: Сб. статей. Вып. 12 —179 с.

Ред.: Гляциология Алтая: Сб. статей. Вып. 13.—187 с.

Ред.: Гляциология Алтая: Сб. статей Вып. 14 —181 с

Литература о жизни и трудах М. В. Тронова

О присуждении Государственных премий за выдающиеся работы в области науки и изобретательства за 1949 год: Постановление Совета Министров Союза ССР от 3 марта 1949 г. — Правда, 1950, 4 марта.

Указ Президиума Верховного Совета РСФСР о присвоении почетного звания заслуженного деятеля науки РСФСР Тронову М. В. Москва, 30 декабря 1967 г.— Ведомости Верховного Совета РСФСР, 1968, № 1, 4 янв.

Указ Президиума Верховного Совета СССР от 15 марта 1976 года.— Красное знамя, 1976, 20 апр. О награждении М. В. Тронова орденом Трудового Красного Знамени

Андреев В. Ветерану науки.— Красное знамя, 1977, 19 ноября. О Всесибирских гляциоклиматологических чтениях, посвящ. М. В. Тронову

Бычков В. Итоги многолетних исследований — Красное знамя, 1952, 5 окт

Гавриличев В. Исполнение мечты.— За сов. науку, 1962, 3 дек.

Готовимся к международному геофизическому году: Беседа проф. Томского университета М. В. Тронова с корреспондентом газеты «Красное знамя». — Красное знамя, 1956, 1 июля.

Десять «ледовых книг» профессора Тронова.— Красное знамя, 1973, 19 июня. О новой монографии проф. М. В. Тронова «Факторы оледенения и развития ледников».

Зеленцова Т. Лучше гор могут быть только горы... (К 80-летию М. В. Тронова).— За сов. науку, 1972, 23 ноября.

Земцов А. А. Неутомимый исследователь ледников Алтая.— Красное знамя, 1962, 28 ноября.

Земцов А. А. Новая книга («Факторы оледенения и развития ледников») М. В. Тронова.— За сов. науку, 1973, 14 июня.

Ивановский Л. Н. 50 лет научно-педагогической деятельности Михаила Владимировича Тронова.— Известия/Всесоюз. геогр. о-во, 1963, т. 95, вып. 3, с. 263—266.

- Ивановский Л. Н. К 50-летию научно-педагогической деятельности профессора Михаила Владимировича Тронова.— Гляциология Алтая, 1964, вып. 3, с. 3—5.
- Иогансен Б. Г. Третья научная конференция Томского университета.— Красное знамя, 1952, 14 марта.
- Исследователь ледников Алтая (К 25-летию науч. деятельности М. В. Тронова).— Красное знамя, 1952, 7 дек.
- Коженкова З. П. Выдающийся ученый-географ. (К 60-летию М. В. Тронова) — За сов. науку, 1952, 5 дек.
- Колесник С. В. Фундаментальный вклад в географическую науку.— За сов. науку, 1948, 2 апр.
- Кривоносов Б. М. Первые сибирские гляциоклиматические чтения, посвящ. 50-летию научно-педагогической деятельности в университете и 85-летию со дня рождения Михаила Владимировича Тронова.— Метеорология и гидрология, 1978, № 4, с. 127—128.
- Крупный вклад в советскую географию. (К присуждению Государственной премии проф. Том. ун-та М. В. Тронову).— Правда, 1950, 5 марта.
- Лойша В. И. Лед и пламень: Очерк. (К 75-летию М. В. Тронова).— За сов. науку, 1967, 27 ноября.
- Лойша В. Полпред большой науки.— Алтайская правда, 1967, 26 ноября. То же: Красное знамя, 1967, 19 ноября.
- Лойша В. Лед и пламень — Молодой ленинец, 1972, 3 дек.
- Маркин В. А. Верность Алтаю — В кн: Человек и стихия.: Научно-популярный гидрометеорологический сб. на 1979 г. Л., 1978, с. 122—123.
- Марков К. К. Слово о значении научной деятельности профессора М. В. Тронова — В кн: Материалы науч. конф. «Проблемы гляциологии Алтая», посвящ. 80-летию старейшего гляциолога М. В. Тронова. Томск, 1973, с. 3—8.
- Михаил Владимирович Тронов.— За сов. науку, 1955, 13 фев.
- Михаил Владимирович Тронов (К 75-летию).— Материалы гляциологических исследований Хроника, обсуждения, 1967, вып. 13, с. 311—329.
- Михаил Владимирович Тронов. (Некролог.) — Красное знамя, 1978, 9 дек.
- Михаил Владимирович Тронов (Некролог) — Материалы гляциологических исследований: Хроника Обсуждения, 1978, вып. 34, с. 279.
- Михаил Владимирович Тронов. (Некролог) — За сов. науку, 1979, 14 дек.
- Нагинский Н. А. Неутомимый исследователь высокогорного Алтая — Красное знамя, 1950, 10 марта.
- Ожигов Н. Михаил Владимирович Тронов — За сов. науку, 1953, 20 фев.
- Петров М. Награда (Большая Золотая медаль геогр. о-ва) вручена ученому — Красное знамя, 1972, 22 ноября.
- Полвека в университете — За сов. науку, 1977, 17 ноября.
- Рагозин Л. А. Новое о ледниках Алтая — За сов. науку, 1948, 2 апр.
- Рагозин Л. Фундаментальный вклад в советскую науку.— Красное знамя, 1948, 23 мая.
- Рагозин Л. А. К шестидесятилетию профессора М. В. Тронова.— Известия/Всесоюз. геогр. о-во, 1953, т. 85, вып. 3, с. 305—307.
- Рагозин Л. А. Гляциологические работы М. В. Тронова и их значение для четвертичной геологии — Труды/Том. ун-т, 1956, т. 133, с. 225—227.
- Ревякин В. С., Окишев П. А., Рутковская Н. В., Земцов А. А. Михаил Владимирович Тронов (К 80-летию со дня рождения).— Вопросы географии Сибири 1973, вып. 7, с. 5—8.
- Русанов В. И. К 85-летию М. В. Тронова.— Известия/Всесоюз. геогр. о-во, 1978, т. 110, вып. 1, с. 91.

Саушкин Ю. Лауреат Государственной премии М. В. Тронева.—
География в школе, 1950, № 3, с. 16—17.

Синяева И. Путь ученого—Красное знамя, 1950, 25 марта.

Слово о юбиларе. (К 80-летию со дня рождения)—В кн: Проблема
гляциологии Алтая. Материалы науч конф, посвящ. 80-летию старейшего
гляциолога М. В. Тронева. Томск, 1972, с. 3—7.

Старейший гляциолог нашей страны. (К 85-летию)—Матери-
алы гляциол исследований Хроника Обсуждения, 1977, вып. 30, с. 257—
259

Умнов Е. Шахматный композитор— лауреат Государственной пре-
мии — Шахматы в СССР, 1950, № 5, с. 159.

Фрейфельд В. Выдающийся исследователь Алтая.— В кн: По-
бежденные вершины. Сб сов альпинизма. 1973—1974 М, 1976, с. 128—133.

Эдельштейн Я. С. Глубокое научное сочинение (О монографии
«Современное оледенение Алтая»).— За сов. науку, 1948, 2 апреля.

РЕФЕРАТЫ НА ОПУБЛИКОВАННЫЕ СТАТЬИ

УДК 551 321/322

Инженерно-гляциологическое районирование Алтае-Саянской горной области. Ревякин В С, Самойлова Г. С Гляциология Сибири Томск Изд-во Томск ун-та, 1981

Рассмотрен метод оценки инженерной сложности нивально-гляциального комплекса внутриконтинентальной горной страны Показано значение ороклиматических барьеров для формирования различных процессов льдообразования Выделено 29 районов, относящихся к четырем категориям сложности

Библ 8, ил 2, табл 5

УДК 551 321/322

Некоторые особенности пространственно-временного распределения гололедно-изморозевых явлений в Томской области. Гаголка Н К Гляциология Сибири Томск Изд-во Томск ун-та, 1981

Показано, что наиболее благоприятным сезоном для гололедообразования по исследуемой территории является осень, отмечается прямо пропорциональная зависимость между повторяемостью гололедно-изморозевых отложений и количеством выпадающих в холодное полугодие осадков

Представлен график связи повторяемости гололеда от относительной высоты местности, а также карты изолиний повторяемости отложений по территории. Делается предположение о том, что повторяемость отложений, имеющаяся в справочных изданиях для Томской области, занижена в основном по причине недостаточной освещенности территории метеорологической сетью наблюдений за явлениями наземного обледенения

Библ 14, ил 3, табл 1.

УДК 551 324

Анализ причин колебаний уровня воды в глубоком шурфе фирновой зоны ледника Абрамова. Глазырина Е. Л, Кислов Б В., Перцигер Ф И Гляциология Сибири Томск Изд-во Томск ун-та, 1981

Рассмотрены суточные колебания уровня воды в глубоком шурфе ледника Абрамова Показана инерционность зависимости уровня воды от абляции снега и фирна.

Библ 8, ил 2

УДК 551 321/322

Радиационный режим внутриконтинентальной горной области (Алтай, Саяны) Голещин В П Гляциология Сибири Томск Изд-во Томск ун-та, 1981

На основе данных сетевых и экспедиционных станций дана первая исчерпывающая характеристика солнечной радиации и особенностей ее распределения в зависимости от орографии территории

Библ. 21, ил. 1, табл. 40

УДК 551.324

Результаты радиолокационного зондирования ледников Актру. Никитин С. А. Гляциология Сибири. Томск: Изд-во Томск ун-та, 1981

Пройдено 17 профилей. Максимальная толщина льда получена для ледника Левый Актру — 192 м.

Библ. 13, ил. 11

УДК 551.321/322

Некоторые вопросы палеогеографической интерпретации литологии и особенностей распространения озерно-ледниковых отложений Горного Алтая. Рудой А. П. Гляциология Сибири. Томск. Изд-во Томск ун-та, 1981

На основе литолого-геоморфологического анализа озерно-ледниковых образований в Юго-Восточном Алтае устанавливаются размеры и длительность существования приледникового пр.-Чуйского водоема, а также намечаются основные этапы его эволюции. Максимальные трансгрессии пр.-Чуйского озера соответствовали межледниковым фазам средне- и позднелейстоценовых эпох.

Библ. 20, ил. 5, табл. 2

УДК 551.321/322

Климаты Японии по раннелитературным памятникам. Лойша В. А. Гляциология Сибири. Томск. Изд-во Томск ун-та, 1981

Подвергнуты анализу данные сборников «Фудоки», касающиеся динамики климата за неосвещенные в литературе годы. Высказана рекомендация к использованию памятников литературы.

Библ. 7, ил. 1.

УДК 551.321/322

Нивально-гляциальный период 1977/1978 гг. в бассейне Актру. Харламов С. В. Гляциология Сибири. Томск. Изд-во Томск ун-та, 1981

Дан пофазный анализ гляциоклиматической обстановки в репрезентативном горноледниковом бассейне Актру. Период отнесен к средним по своей гидротермической структуре.

Библ. 4, ил. 4, табл. 1.

УДК 551.324

Возможности радиолокационного метода при изучении снежно-фирновой толщи. Никитин С. А. Гляциология Сибири. Томск. Изд-во Томск ун-та, 1981

Анализируются результаты зондирования фирновой толщи ледника Купол. Обнаружены четыре глубинных слоя, предположительно состоящие из нескольких годовых горизонтов.

Библ. 5, ил. 3

УДК 551 321/322

Борис Петрович Вейнберг. Рудая И М Гляциология Сибири. Томск: Изд-во Томск ун-та, 1981

В статье рассмотрены некоторые гляциологические стороны научной и организаторской деятельности известного советского физика Б П Вейнберга, трудовая биография которого тесно связана с первым сибирским университетским центром — г. Томском

Библ 10.

УДК 551 321/322

Материалы к библиографии ученых ТГУ. Михаил Владимирович Тронов. Питлер Т М, Ерохина Г С Гляциология Сибири. Томск: Изд-во Томск ун-та 1981

В статье даны основные даты жизни и деятельности, библиография работ М В Тронова, профессора Томского университета.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Проблемы региональной гляциологии | |
| В. С. Ревякин Г. С., Самойлова. Инженерно-гляциологическое районирование Алтае-Саянской горной области | 3 |
| Н. К. Гаголка. Некоторые особенности пространственно-временного распределения гололедно-изморозевых явлений в Томской области | 16 |
| Е. Л. Глазырина, Б. В. Кислов, Ф. И. Перцигер. Анализ причин колебаний уровня воды в глубоком шурфе фирновой зоны ледника Абрамова | 24 |
| В. П. Голещихин. Радиационный режим внутриконтинентальной горной области (Алтай, Саяны) | 32 |
| С. А. Никитин. Результаты радиолокационного зондирования ледников Актру | 98 |
| А. Н. Рудой. Некоторые вопросы палеогеографической интерпретации литологии и особенностей распространения озерно-ледниковых отложений Горного Алтая | 111 |
| Научные сообщения | |
| В. А. Лойша. Климаты Японии по раннелитературным наметкам | 135 |
| С. В. Харламов. Нивально-гляциальный период 1977/78 г в бассейне Актру | 142 |
| Методика исследований | |
| С. А. Никитин. Возможности радиолокационного метода при изучении снежно-фирновой толщи | 159 |
| История гляциологии | |
| И. М. Рудая. Борис Петрович Вейнберг | 165 |
| Критика и библиография | |
| Т. М. Питтер, Г. С. Ерохина. Михаил Владимирович Тронов. Основные даты жизни и деятельности | 174 |
| Рефераты на опубликованные статьи | 187 |

ГЛЯЦИОЛОГИЯ СИБИРИ

Редактор **В. Г. Лихачева**
Технический редактор **Р. М. Подгорбунская**
Корректор **М. Ю. Боброва**

Сдано в набор 30.03.81 г. Подписано к печати 03.09.81 г. КЗ 06195.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная.
Высокая печать. П. л. 12; уч.-изд. л. 9,85. Заказ 1921. Тираж 500.
Цена 1 р. 50 к.

