

551.48

В 623

**ВОДНО-ЛЕДОВЫЕ
РЕСУРСЫ
ИССЫК-КУЛЬСКОЙ
ОБЛАСТИ**



ФРУНЗЕ 1988

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ

ВОДНО-ЛЕДОВЫЕ РЕСУРСЫ
ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

602233

Издательство «Илим»
Фрунзе 1988

551.48

B623

Рассматриваются водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области и факторы, влияющие на их режим. Анализируются пространственные закономерности таяния ледников и характер поля температур воздуха на ледниковой поверхности. Показаны закономерности распределения осадков во внутригорной системе в условиях сложно-расчлененного рельефа и орографии. Охарактеризован режим солнечной радиации в высокогорной зоне Тянь-Шаня. Рассмотрены вопросы формирования и распределения современных морен. Дана статистическая характеристика вертикальных профилей сильных ветров Иссык-Кульской котловины. Предложен новый способ графического отображения изменения высоты поверхности ледников.

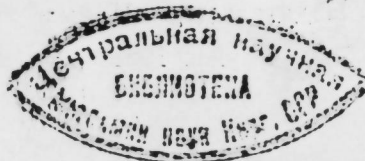
Рассчитана на научных работников и специалистов практиков, занимающихся вопросами освоения водных ресурсов Иссык-Кульской области.

Утверждено к печати Ученым советом
Тянь-Шанской физико-географической
станции и принято РИСО Академии
наук Киргизской ССР

Ответственный редактор канд. географ. наук А.Н. Диких
Рецензенты: канд. географ. наук П.Н. Пономаренко, канд.
географ. наук А.П. Осмонов

ISBN 5-8355-0034-3 © Издательство "Илим", 1988

602233



А.Н. ДИКИХ

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ ТАЯНИЯ В БАССЕЙНЕ р. САРЫ-ДЖАЗ

Бассейн р. Сары-Джаз по масштабам оледенения является одним из крупнейших в нашей стране. Ледниками здесь покрыто 2665,6 км², или 23,8% площади всей территории. Из-за глубокого внутриконтинентального расположения на большей части бассейна отмечается незначительное увлажнение - порядка 300 мм в год. Это приводит к тому, что основным источником формирования стока являются талые ледниковые воды. Начинаясь освоение региона и, в частности, его водных ресурсов, обуславливает повышение требований к результатам исследований как самих источников стокообразования, так и факторов, влияющих на режим стока. В этом плане особое значение приобретают исследования по выявлению пространственных закономерностей таяния льда. Получение данных о закономерностях таяния ледников в бассейнах крупных притоков необходимо для правильной оценки объемов стока и характера его внутригодового распределения. Несмотря на однотипный в целом характер климата, региональные особенности вносят свои коррективы в величины таяния в конкретном бассейне. Необходимо отметить, что неодинаковая заморенность поверхности ледников, различия в распределении по высотным зонам и в соотношении между площадью аккумуляции и абляции также сказываются на величинах таяния, определенных как средневзвешенные по площади.

(табл. I)

Приведенные в таблице данные свидетельствуют о довольно существенных различиях в отдельных показателях ледниковых систем. Обусловлены эти различия пространственной изменчивостью основных климатических элементов, а также особенностями гипсометрии и орографии в каждом бассейне.

В тепловом потоке, расходуемом на таяние льда, доля солнечной радиации преобладающая - 82% / 1,2 /. Исходя из этого, следует ожидать соответствия пространственных закономерностей распределения величины таяния и поступающей солнечной радиации. Но, для бассейна р. Сары-Джаз с его глубокорасчлененным рельефом и сложным орографическим построением отдельных хребтов, строгая пространственная закономерность в поступлении и особенно в поглощении солнечной радиации не всегда прослеживается достаточно четко.

Таблица I. Гипсометрические и морфологические показатели оледенения
основных притоков р. Сары-Джаз

Бассейн	Н _{вп}		Н _ф		Н _{бп}		Н _{бт}		S _{ак} , км ²		S _{абл} , км ²		S _{ак}		S _{абл}	
	Н _{вп}	Н _ф	Н _{вп}	Н _ф	Н _{бп}	Н _ф	Н _{бп}	Н _ф	Н _{бп}	Н _ф	Н _{бп}	Н _ф	Н _{бп}	Н _ф	Н _{бп}	Н _ф
Верх. р. Сары-Джаз	3598	3989	4814	391	825	1216	235,5	132,5	1,77							
Икельчек	3645	4506	6226	861	1720	2581	615,3	330,8	1,86							
Калкды	3761	4360	5064	599	704	1303	75,8	75,5	1,00							
Кузжап	3763	4550	5658	787	1108	1895	44,6	30,2	1,47							
Акширак	3845	4287	4864	442	577	1019	232,9	173,3	1,34							
Учкуль	3823	4222	4759	399	537	836	216,5	125,8	1,72							
Койдо	3819	4261	4638	442	377	819	78,9	137,3	0,57							

Примечание: Н_{вп}, ф, бп - высота в м конца языка, фирновой линии, высшей точки ледника,
S_{ак}, абл. - площадь аккумуляции и абляции.

В теплый период - май-сентябрь - максимальная разница между месячными величинами суммарной радиации при безоблачном небе для широт 40 и 44° составляет 600 кал/см² или 120 кал/см² на 1°. Такое количество тепла при условии 100% поглощении способно растопить слой льда толщиной 1,5 см. Величина очень мала и находится в пределах точности измерения таяния.

Региональные особенности режима облачности, ориентации речных долин и глубины их вреза приводят к куда большим различиям в поступлении солнечной радиации. Показательны в этом отношении данные по метеостанциям Тянь-Шань и Большая Кызыл-Су. Обе расположены вблизи 42° с.ш., но первая находится на сыртовой поверхности с большой открытостью горизонта, вторая - на дне глубокой и узкой долины. Ширина дна долины в районе расположения метеостанции Большая Кызыл-Су порядка 150-200 м, высота обрамляющих склонов - 800-1000 м. Максимальная разница в месячных величинах суммарной радиации между этими станциями достигает 9,5 ккал/см², минимальная - 2,5 ккал/см². В данном случае региональные особенности, в основном в строении рельефа, обуславливают величину разницы в поступлении суммарной радиации на 1-2 порядка больше, чем астрономический фактор. При этом необходимо иметь ввиду то, что рассматривается величина поступающей радиации, а не поглощенной, которая зависит от альбедо подстилающей поверхности, существенно изменяющегося на ледниковых поверхностях. Исходя из изложенного, следует сделать вывод, что на данном этапе исследований при недостаточной обеспеченности бассейна р. Сары-Джаз актинометрической информацией целесообразнее основываться на зависимостях таяния льда от метеорологических элементов, отличающихся более строгой для данного района пространственной изменчивостью. Таким элементом является температура воздуха.

Температура воздуха как климатический элемент является синтезированным показателем тепловых ресурсов, поэтому широко используется в гляциологии при оценке величины таяния льда и снега. Довольно устойчивая зависимость / коэффициент корреляции 0,84 / величины таяния за пентаду от среднепентадной температуры позволяет рассчитывать слой стаявшего льда за относительно короткий промежуток времени в любой ледниковой системе бассейна р. Сары-Джаз. При этом необходимо знать закономерности режима температур на фиксированных высотах рассматриваемой территории.

В работе / 3 / приведена картосхема распределения температур

Во всех долинах отмечается возрастание осадков с высотой, но градиент различен. В одних долинах - Койлю - он равен 5-7 мм/100 м, в других - Акшийрак - градиент достигает 15 мм/100 м, в третьих - верховья р. Сары-Джаз - он оценивается в 22-24 мм/100 м. В долине р. Иньльчек градиент осадков возрастает с увеличением высоты местности от 6-10 мм на уровне 2800 до 10-15 мм на отметках 3300-3800 м. Максимальные величины в 22 мм свойственны высотам, превышающим отметки 4000 м.

Наиболее увлажненной является долина собственно истоков р. Сары-Джаз. У конца ледника Семенова годовая сумма осадков составляет 653 мм, у конца ледника Иньльчек осадков выпадает в два раза меньше. Незначительное количество осадков в нижней части ледников присуще долинам рек Каинды, Куюкап, Акшийрак.

При однотипном характере колебаний величин температур воздуха на территории Центрального Тянь-Шаня толщина слоя стаявшего льда будет зависеть от продолжительности абляционного периода, повторяемости осадков в летнее время и их количества. При одинаковых температурах в смежных бассейнах дата начала таяния льда определяется количеством снега, накопившегося ко времени перехода температур воздуха к положительным значениям. Показательны в этом отношении величины накопления снега на языках ледников Семенова и Иньльчек. По средним многолетним данным на конце ледника Семенова за холодный период выпадает 276 мм осадков, а на аналогичной высоте ледника Иньльчек - только 179 мм. С учетом испарения эти величины уменьшаются соответственно до 186 и 89 мм. По градиенту рассчитана температура воздуха до высоты 3400 м и количество дней, за которое набирается сумма температур, необходимая для таяния осадков холодного периода. При средних условиях накопления осадков и температурного режима сход снега на отметках 3400 м происходит на леднике Семенова к 28 мая, на леднике Иньльчек - к 13.

Необходимо подчеркнуть, что даты схода сезонного снежного покрова определены для поверхности ледника, лишенной трещин, провалов и значительного моренного покрытия. Большая расчлененность поверхности ледника способствует ветровому сносу снега с ровных участков и накоплению его в глубоких понижениях. При таких условиях перераспределения от снега могут освободиться площади, лежащие выше рассчитанной границы снеговой линии. Неравномерность в накопле-

нии осадков приводит не только к неодинаковому сходу снега с ледника, но и к уменьшению интенсивности таяния льда в летнее время и к различному высотному положению границы сезонного снега.

Подъем снеговой линии обычно идет со скоростью 9-11 м/сутки на ледниках верховьев р. Сары-Джаз и 14-16 м/сутки на ледниках бассейнов рек Иньльчек, Квинды, Куржап. Частые летние осадки, до 15-20 дней в месяц, нередко не только снижают интенсивность таяния, но и прекращают его совсем. Особенно заметно их действие на языках ледников верховья р. Сары-Джаз. В 1962 году на леднике Семенова в июле-августе таяние льда за счет летних снегопадов прекращалось на 22 дня / 1 /. На леднике Сары-Бет в 1980 и 1981 годах - соответственно на 21 и 13 дней. На леднике Иньльчек в 1981 г. до высоты 3600 м происходило только уменьшение интенсивности таяния льда за счет выпадающих осадков. Выше этой отметки влияние летних снегопадов проявилось, но в значительно меньшей степени, чем на леднике Семенова.

Провести сравнительный анализ и выявить пространственные различия в таянии ледников возможно только при наличии результатов одновременных наблюдений на глетчерах, расположенных в различных долинах. К сожалению, несмотря на наличие данных по отдельным ледниковым системам, из-за разновременности наблюдений результаты наблюдений не всегда можно сравнивать между собой. В данной работе для сравнительного анализа привлечены величины таяния, полученные при исследованиях в 1981 г. на ледниках Семенова и Сары-Бет, расположенных в верховьях р. Сары-Джаз, а также Иньльчек и Шокальского, залегающих в бассейне р. Иньльчек. Ледники Семенова и Иньльчек имеют западную ориентацию, Сары-Бет и Шокальского - северную. Наблюдения проводились в период с 21 июля по 21 августа в диапазоне высот от 3440 до 4400 м.

Результаты наблюдений таяния на ледниках широтного простира-ния приведены в таблице 2. Данные характеризуются некоторой разновременностью периода наблюдений. Для устранения этого недостатка применен следующий прием. По контрольной рейке, установленной на высоте 3440 м, отсчеты по которой брались ежедневно, определена величина среднесуточного таяния для всех периодов, указанных в таблице.

Таблица 2. Стаивание поверхности ледника (1981 г.)

Ледник Семенова			Ледник Иньльчек		
высота, м	период наблюдения	стаивание, см	высота, м	период наблюдения	стаивание, см
3530	21.07-29.08	128	3440	21.07-31.08	170
3690	21.07-21.08	105	3700	3.08-28.08	81
3807	21.07-21.08	96	4100	31.07-31.08	81
3850	21.07-21.08	94	4400	1.08-31.08	65

Среднесуточная величина стаивания определена и для остальных рек. Допуская, что отношение величин таяния на разных высотах в период интенсивной абляции остается постоянным, показатели среднесуточного стаивания приведены к единому периоду 21 июля - 21 августа. По градиенту рассчитана абляция на стандартных уровнях.

Таблица 3. Среднесуточное стаивание с 21.07 по 21.08. 1981 г. (см)

Высота, м	3400	3500	3600	3700	3800	3900	4000	4100	4200	4300
Ледник										
Семенова	3,75	3,39	3,03	2,67	2,31	1,95	1,59	-	-	-
Иньльчек	4,05	3,85	3,64	3,44	3,22	3,01	2,80	2,60	2,43	2,20
Отношение в %	107	114	120	129	139	154	176	-	-	-

Данные таблицы 3 свидетельствуют о четкой закономерности увеличения разницы в таянии с изменением высоты. Такая закономерность обусловлена не столько различиями температурного режима, сколько неодинаковой суммой годовых и особенно летних осадков. В нижних частях ледника осадки летом выпадают в основном в смешанном или жидком виде, поэтому их роль в замедлении таяния незначительная. С увеличением высоты преобладают твердые осадки. От их количества

зависит продолжительность периода замедленного или прекращающегося таяния. Соотношение годовых осадков на ледниках Семенова и Иныльчек в интервале высот от 3400 до 4000 м меняется от 1,83 до 1,74, т.е. с высотой оно уменьшается. Подобная закономерность изменения соотношения в таянии отмечается и на ледниках северных экспозиций.

Таблица 4. Среднесуточное стаивание с 25.07 по 25.08.1981 г.

Высота, м \ Ледник	3600	3700	3800	3900	4000
Сары-Вет	2,78	2,19	1,87	1,45	(0,86) ^x
Шокальского	(3,62)	(3,34)	3,06	2,43	1,81
Отношение в %	1,30	1,53	1,64	1,68	2,10

x - величины таяния, заключенные в скобки, определены по градиенту абляции.

Величины таяния, представленные в табл. 3 и 4, имеют не только общие черты характера изменения таяния на ледниках, но и различия. На ледниках широтного простираения отношения величин таяния меньше, чем на ледниках северных экспозиций. Объяснение этому, вероятно, следует искать в неодинаковом проявлении комплекса факторов, влияющих на таяние, - большая роль закрытости горизонта, своеобразие в режиме облачности и уклонах поверхности. Как уже отмечалось, с высотой соотношение в таянии на ледниках, залегающих в верховьях р. Сары-Джаз и в бассейне р. Иныльчек, увеличивается. Причиной такого увеличения является, на наш взгляд, изменение вида осадков и разницы в их количестве. Попробуем количественно оценить роль осадков в изменении интенсивности таяния. По формуле / 3 /

$$A = 1,33 (t_{\text{л}} + 9,66) ^{2,85}$$

рассчитаны величины абляции на различных уровнях. Исходными данными послужили среднелетние температуры воздуха ($t_{\text{л}}$), приведенные к высоте 3500 м. Для верховьев р. Сары-Джаз принята среднелетняя температура равная 4°, для бассейна р. Иныльчек - 5°. По градиенту определены температуры и величины таяния на каждые 100 м изменения высоты между отметками 3500 - 4000 м. Результаты представлены в табл. 5.

Таблица 5. Расчетные величины таяния за летний период, см

Высота, м \ Ледник	3500	3600	3700	3800	3900	4000
Семенова	232	200	174	147	127	105
Иныльчек	283	246	217	186	162	137
Отношение в %	122	123	125	126	128	130

В отличие от данных табл. 2, полученных в результате непосредственных измерений только таяния льда, в табл. 5 представлены расчетные величины абляции льда и выпадающих твердых осадков. При оценке общей абляции величины отношений изменяются в меньших пределах - всего от 122 до 130%. Разницу между величинами отношений в таянии одного льда и льда с осадками следует отнести за счет влияния осадков. С высотой эта разница увеличивается, в этом же направлении возрастает доля твердых осадков.

Таким образом, изменение интенсивности в таянии льда обусловлено не только температурой воздуха, но, в значительной мере, и количеством выпадающих твердых осадков. Необходимо подчеркнуть, что роль осадков в нижних частях ледников проявляется в меньшей степени, чем в верхних. В районах с повышенным увлажнением (верховья р. Сары-Джаз) активная роль осадков на уменьшение таяния проявляется с высоты 3800 - 3900 м.

По изменению величин соотношения таяния, определенных для ледников, расположенных в пределах границ прохождения изотер летних температур в 4-6°, можно судить о количестве осадков, выпадающих в конкретном районе. По результатам непосредственных измерений таяния льда на ледниках бассейнов рек Учкулъ и Койлю появляется возможность уточнить количество выпадающих осадков в гляциальной зоне этих бассейнов. Среднесуточное стаивание льда в этих бассейнах на высоте 3900 м: в наиболее интенсивный период абляции находится в пределах 2,5 - 2,8 см и сопоставимо с таянием на леднике Иныльчек. Четкая тенденция повышения температур и уменьшения осадков в южном направлении позволяет предположить повышение интенсивности таяния на 22-30% в

долинах рек Каинды, Куюкап, Акшийрак по отношению к величинам таяния в бассейне р.Инальчек. Из этой закономерности выпадает бассейн р.Джангарт (правый приток р.Акшийрак). Размеры оледенения этой долины не соответствуют количеству осадков, характерному для бассейна р.Акшийрак. Годовое увлажнение гляциальной зоны долины р.Джангарт следует оценить в 600-800 мм, что при совместном воздействии с температурой воздуха приведет к такому же среднесуточному стаиванию, как и в бассейне р.Койлю.

Завершая изложенное, сделаем следующие выводы. Несмотря на относительно небольшую площадь, в бассейне р.Сары-Джаз проявляется пространственная неравномерность интенсивности таяния поверхности ледников. Эта неравномерность обусловлена повышением среднесуточной температуры воздуха на уровне 3500 м от 4° на северной границе бассейна до 6° - на южной. Под влиянием температур интенсивность таяния изменяется на 22-30%. Начиная с высоты 3800-3900 м на интенсивность таяния большое влияние оказывают летние твердые осадки, под их влиянием на высотах, превышающих 3900 м, в каждой последующей долине, отгороженной от предыдущей мощным горным хребтом, разница в таянии достигает 150-200%. Выявленные закономерности необходимо учитывать при расчетах таяния по отдельным ледниковым бассейнам - притокам р.Сары-Джаз.

ЛИТЕРАТУРА:

1. ДИЮХ А.Н. Таяние ледника Семенова // Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня.- Фрунзе: Илим, 1971.-С.39-53.
2. ДИЮХ А.Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня.- Фрунзе: Илим, 1982.-С.159.
3. КРЕНКЕ А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Ленинград: Гидрометеиздат, 1982.-С.288.

Е.К.БАКОВ

ЛЕДОВЫЙ БАЛАНС ЛЕДНИКОВ ЗАПАДНЫЙ И ВОСТОЧНЫЙ СУЕК В 1933- 1934 г. И ИХ ВОДООТДАЧА

Известно, что в Средней Азии основной речной сток формируется в высокогорной зоне. В верховье р.Нарын, где расположены ледники Зап. и Вост. Суек (хр.Джетиымбель, сев.склон), на теплое время года приходится до 75% годового объема стока, а модуль стока для рек этого региона равен 16,9 л/с.км², хотя в целом по бассейну р.Нарын он в два раза ниже / 4 /. Если учесть, что на долю ледников в верховье р. Б.Нарын приходится до 78% годового стока, который формируется за счет таяния снега и льда в период с IY по X месяц, то модуль стока, рассчитанный по данным В.И.Сафонова / 6 / за трехлетний период, возрастет до 23,5 л/с. км². А т.к. непосредственный ледниковый сток формируется с Y по IX месяцы, то отмечаем существенное увеличение модульной величины. Так, по нашим данным, в среднем по температурному режиму 1971 г. водоотдача с ледника Зап.Суек составила 82 л/с.км², а в 1984 г. она была в 3 раза выше, хотя суммарная величина абляции льда превосходила таковую в 1971 г. всего в два раза. И это, не учитывая того, что за период с 1970 по 1984 г. ледник Зап.Суек потерял около 4000 м² площади.

В отличие от данных, приведенных в нашей ранней работе / 2 / площадь ледника Зап.Суек, определенная по карте масштаба 1 : 25000, равна 1,27 км², высота низшей точки языка - 3895 м, высшей - 4496 м. Снеговая линия летом 1984 г. располагалась на высотах 4265 - 4280 м. Параметры ледника Вост.Суек, определенные по карте масштаба 1:10000, следующие: площадь - 0,63 км², высота конца языка - 3900 м, высшей точки - 4390м, а снеговая линия в связи с большей открытостью горизонта доходила практически до гребня и тем самым практически вся площадь ледника была охвачена абляцией.

Кратко охарактеризуем климатические условия и статьи прихода и расхода вещества ледников. Лето 1984 г., как по температурному режиму, так и по осадкам, было аномальным (табл. I).

Таблица 1. Распределение среднемесячных температур воздуха и осадков по ГМС "Тянь-Шань" за У - IX месяцы

Месяц Компоненты	У	УІ	УІІ	УІІІ	ІХ
Температура (град), 1984 г.	-0,8	2,9	4,6	7,2	-1,7
Температура, среднеголет.	-1,5	1,8	4,2	3,7	-0,3
Осадки (мм), 1984 г.	25,4	41,0	26,0	7,0	38,3
Осадки, среднеголет.	42,0	55,0	60,0	52,0	26,0

Как видно из таблицы, за исключением сентября, когда таяние на ледниках района практически прекращается полностью, во все остальные месяцы температура воздуха была существенно выше, при существенно низких значениях величин осадков. В осенне-зимний сезон 1983 - 1984 гг. на ледниках осадков также выпало ниже нормы: 79 мм против 97 мм, что, естественно, отразилось и на высоте снежного покрова, и на величине подозапаса. Так, если в апреле 1971 г., в предмаксимальный период накопления снега на ледниках района, средняя высота снега на леднике Зап.Суек была равна 81,3 см, а величина водозапаса на языке ледника - 24,1 г/см², то в 1984 г., в середине мая, в момент максимального снегонакопления, высота снега на леднике была практически такой же (81 см), но величина снегозапаса на языке на 10% ниже (21,7 г/см²). При этом аккумуляция снега, как и в 1971 г., была неравномерной. Величина таяния более строго подчинена высотной зависимости, но в отличие от среднего по температурному режиму лета 1971 г., ее значения в среднем по леднику в 1984 г. были выше в 2,2 раза (табл. 2). Для сравнения отметим, что на леднике Сары-Бет (сев. склон хр. Адиртор, бас.р.Сары-Дзиз) в 1981 г., который по температурному режиму был близок к среднегодовому, величина

абляции, например, для высотной зоны 3900 - 4000 м составила всего 20,7 г/см² / 3 /.

Таблица 2. Величины аккумуляции - абляции по ледникам Зап. и Вост. Суек в 1984 г. по высотным зонам

Высота (интервал), м	Ледник Зап.Суек		Ледник Вост.Суек	
	аккумуляция, г/см ²	абляция, г/см ²	аккумуляция, г/см ²	абляция, г/см ²
3895- 3950 (3900)	37,3	201,2	23,4	193,5
3950- 4000	15,2	190,1	14,5	191,8
4000- 4050	16,2	190,9	16,9	167,7
4050- 4100	22,9	182,3	19,9	156,5
4100- 4150	21,1	172,0	20,4	153,7
4150- 4200	18,5	169,4	24,7	150,1
4200- 4250	21,0	124,7	25,4	148,8
4250- 4300	21,6	104,1	24,4	114,4
4300- 4350	29,7	38,4	28,5	89,9
4350- 4495 (4390)	27,8	24,0	22,0	22,7
Среднее	23,1	139,7	22,0	138,9

В течение абляционного периода 1984 г. таяние распределилось нестандартно. Так, по месяцам величина абляции по леднику Вост.Суек выглядела следующим образом: июнь - 20,2 г/см², июль - 55,0 г/см², август - 76,6 г/см², - что подтверждает зависимость ее от температурных факторов. Исключительно высокая абляция августа объясняется экстремумом температуры воздуха, которая была в два раза выше нормы, а осадков за этот же промежуток времени выпало в семь раз меньше. Поскольку летние осадки были незначительны - а именно: они (в основном летние снегопады) определяют балансовое состояние ледника в целом - температурный фон лета был существенно выше нормы (на 1,7°), то это обстоятельство не только нашло свое выражение в величинах абляции, но и весьма сильно сказалось на положительном сальдо баланса ледников. Так, для нашего района, по данным В.И.Сафонова (6,7), величина весенне-летнего льдообразования, зависящая в основном от величины аккумуля-

ции, равна $12-34 \text{ г/см}^2$. А в анализируемый период времени ее величина по леднику Зап.Суек составила всего $9,5 \text{ г/см}^2$ (плотность измеренного новообразованного инфильтрационно-конгеляционного льда была равна $0,60 \text{ г/см}^3$). Чисто летнее льдообразование происходило лишь на локальных, хорошо затененных и незначительных по площади участках, которые на леднике Вост.Суек были размером всего в несколько десятков квадратных метров, а на леднике Зап.Суек – до сотен метров. Осеннего же льдообразования, которое на ледниках района невелико, в 1984 г. не было, так как с 4 по 9 сентября сразу выпало 23 мм осадков (почти месячная норма), произошло выхолаживание, установление отрицательных температур (сентябрь был холоднее "нормы" на $1,4^\circ$) и таяние сразу же прекратилось. Фирновый остаток этого и прошлого годов, плотностью $0,45 \text{ г/см}^3$ ($44,1 \text{ г/см}^2$), сохранился лишь на леднике Зап.Суек на площади не более $0,2 \text{ км}^2$.

Таким образом, характеризуя компоненты баланса ледников Зап. и Вост. Суек в 1984 г., констатируем, что приходная часть ледников была ниже среднееголетней нормы, в то же время расходная часть (абляция, сток) была существенно выше средней. Естественно, что это выразилось и в весьма ощутимом дефиците вещества ледников (табл. 3).

Таблица 3. Баланс массы ледников Зап. и Вост. Суек в 1983-1984 гг. (млн. м^3)

Ледник	Аккумуляция	Внутр.питание	Абляция	Испарение	Баланс
Зап.Суек	0.456	0.100	-1.685	-0.017	-1.146
Вост.Суек	0.213	0.058	-0.663	-0.006	-0.398

Если сравнить аналогичный показатель по леднику Зап.Суек за 1971, то окажется, что дефицит вещества в 1984 г., в пересчете на высоту льда, в 1971 г., был вдвое меньшим ($0,44 \text{ м}$, по сравнению $0,90 \text{ м}$ в 1984 г.). В связи с этим интересно отметить, что при таком темпе роста дефицита баланса массы ледники района могут исчезнуть в очень короткое время. Так, по данным радиозондирования / I /, средняя толщина льда в леднике Зап.Суек по продольному профилю (без учета толщины фирновой части) равна $52,1 \text{ м}$. Нетрудно подсчитать, что при климатических условиях лета 1984 г. вся мас-

са ледника может исчезнуть через 60-65 лет. А при более умеренной или "нормальной" величине дефицита вещества, какой отмечался в 1971 г. – через 120-130 лет. Но так или иначе эти расчеты показывают, что исчезновение ледников типа Зап. и Вост. Суек возможно в сравнительно короткий промежуток времени, что немаловажно учитывать при палеогляциологических расчетах и реконструкциях.

Естественно, что такие экстремально теплые условия, каким было лето 1984 г., не только повлияли на темпы отступления ледников (фронт ледника Вост. Суек только за июль – август отступил на $6,3 \text{ м}$, а ледник Зап. Суек за V – VIII месяцы – на $10,2 \text{ м}$), но и отразились на величинах водоотдачи. Как мы уже указывали ранее, величина водоотдачи с ледника Зап. Суек была в три раза выше и составила в среднем 232 л/с.км^2 . Для сравнения укажем, что это очень большая величина. Так, например, на леднике Оройсу (сев. склон хр.Койлу-Тоо, бас. р. Сары-Джаз) в августе 1981 г., который по температурному режиму был близок к летнему периоду лета 1984 г. (температура воздуха была выше нормы на $1,8^\circ$), модуль стока составил 180 л/с.км^2 , правда, при гораздо большей закрытости горизонта. Важным моментом водоотдачи ледников в аномально теплые периоды, когда ледниковый сток достигает максимальных величин (до 80% общего стока), является то, что суммарная величина стока для этого бассейна не является максимальной и в абсолютных величинах даже меньше средних многолетних данных (табл. 4)

Таблица 4. Сток р.Б.Нарын за теплый период (с V по IX месяцы) (млн. м^3)

Период	I	У	UI	УП	УШ	IX	Общий
1984 г.	130,7	234,8	273,2	340,2	105,5	1084,4	
Ср. многолетн.	174,9	253,5	302,7	259,5	109,4	1100,0	

Результаты, приведенные в таблице показывают, что хотя 1984 г. по температурному режиму был в полтора раза, а август – в два раза теплее обычного (максимум стока), общий сток с ледников был близок среднееголетним значениям. А максимальный сток из ледниковых бассейнов, как показали исследования А.Н.Диких / 5 / на примере Иссык-Кульской котловины, которая гораздо лучше

увлажнена по сравнению с внутренними районами, приходится на влажные и относительно теплые годы. Это обстоятельство также необходимо учитывать при палеогеографических исследованиях.

Подводя итог вышесказанному, отметим, что в экстремальные по температурному режиму и увлажнению годы, каким был сезон 1983-1984 гг., величина отрицательного ледового баланса ледников верховий Большого Нарына была в два раза выше, чем в средний год. Это привело к тому, что поверхность ледников понизилась за счет дефицита массы льда на 0,65-0,90 м, а отступление фронта ледников составило 6-7 м/год. Несмотря на увеличившуюся водоотдачу с ледников, которая была в три раза выше среднемноголетней, общий сток с ледникового бассейна был на уровне среднемноголетних значений.

ЛИТЕРАТУРА

1. БАКОВ Е.К. Радиолокационное зондирование ледника Западный Суек. Оледенение Тянь-Шаня.-Фрунзе, 1976.
2. БАКОВ Е.К. Вещественный баланс ледника Западный Суек в 1970-19 бюджетном году //Динамика и режим современного и древнего оледенения Тянь-Шаня.-Фрунзе, 1977.
3. БАКОВ Е.К., ОСМОНБЕКОВ Б., САЭНОВ В.И. Водно-ледовый баланс ледника Сары-Бет в 1979-1981 гг.//Гляциологические исследования в Центральном Тянь-Шане.-Фрунзе, 1984.
4. БОЛШАКОВ М.Н. Водные ресурсы рек советского Тянь-Шаня и методы их расчета.-Фрунзе, 1974.
5. ДИКИХ А.И. Количественная оценка роли талых ледниковых вод в стоке рек Иссык-Кульской котловины в условиях засушливого лета. Динамика и режим современного и древнего оледенения Тянь-Шаня.-Фрунзе, 1977.
6. САЭНОВ В.И. Баланс массы ледников восточной части северного склона хр.Джетымбель//Гляциологические и гидрометеорологические исследования на Тянь-Шане.-Фрунзе, 1982.
7. САЭНОВ В.И. Режим и водно-ледовый баланс ледника Григорьева на Тянь-Шане // Материалы гляциол.исслед.,хроника.обсуждения.- Вып. 47. - М.,1983.

К.В.БАКИРОВ

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ОСАДКОВ НА СЕВЕРНЫХ СКЛОНАХ ХРЕБТОВ ВНУТРЕННЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ В ГЛЯЦИАЛЬНО-НЕБАЛЬНОМ ПОЯСЕ

Количественная оценка характера распределения осадков в ледниковом бассейне одна из важных задач горной гляциологии, решение которой позволит существенно уточнить оценку балансового состояния ледников и тенденцию их развития. В настоящее время основная проблема в этом вопросе - выявление распределения осадков по высотам и определение высоты с максимальным поступлением осадков для данного горно-ледникового бассейна. До сих пор эта проблема не решена. Все расчеты производятся с использованием градиентов, полученных на основе данных пунктов, расположенных в различных горно-ледниковых бассейнах, и граница с максимумом осадков дается ориентировочно или вообще не приводится.

Для исследования характера распределения осадков в горно-ледниковом бассейне нами впервые производились наблюдения не только в зоне аккумуляции и абляции, но и в гребневой зоне обрамляющих ледник склонов. В качестве объекта исследования был взят бассейн ледника Западный Суек, являющийся характерным и удобным для изучения. В этом бассейне экспедиционным отрядом ТШГС АН КиргССР в июле - августе 1984 г. были организованы метеорологические наблюдения и измерение осадков на различных высотных уровнях. Суммарные осадкомеры были установлены на леднике Западный Суек по продольному профилю и по водораздельной линии западного и восточного склонов хребта Джетым-Бель, обрамляющих ледник.

В Верхне-Нарынской впадине, к которой примыкает и бассейн ледника Западный Суек, расположены метеорологическая станция Тянь-Шань (высота 3614 м), имеющая длинный климатологический ряд наблюдений, позволяющий охарактеризовать многолетний режим осадков. При анализе среднемноголетних значений осадков установлено, что в системе общей циркуляции атмосферы Внутренний Тянь-Шань, как и вся Средняя Азия, находится в зоне преобладания воздушных течений с запада, северо-запада и севера, несущих сюда основную массу влаги / 1 /.

Распределение атмосферных осадков в Верхне-Нарынской впадине крайне неравномерно, степень неравномерности составляет 63,4%.

Подавляющая часть осадков (86%) выпадает в теплый период года. За год в среднем в течение 123 дней выпадают твердые осадки (снег, крупа, град) и лишь 11 дней наблюдаются дожди. На долю смешанных осадков приходится 20 дней. Выше снеговой линии в течение года выпадают только твердые осадки, что благоприятно влияет на существование современного оледенения.

Метеостанция Тянь-Шань и бассейн ледника Западный Суек расположены в Верхне-Нагынской впадине и находятся на близком расстоянии (40 км) друг от друга. Между данными опорной метеорологической станции Тянь-Шань (высота 3614 м) и данными суммарного осадкомера, расположенного в базовом лагере, у конца языка ледника Западный Суек, на высоте 3890 м установлена достаточно надежная связь, на что указывает коэффициент корреляции равный 0,95.

Таблица I. Количество ссажков (мм) на леднике Западный Суек и обрамляющих его склонах по пентадам, 1994 г.

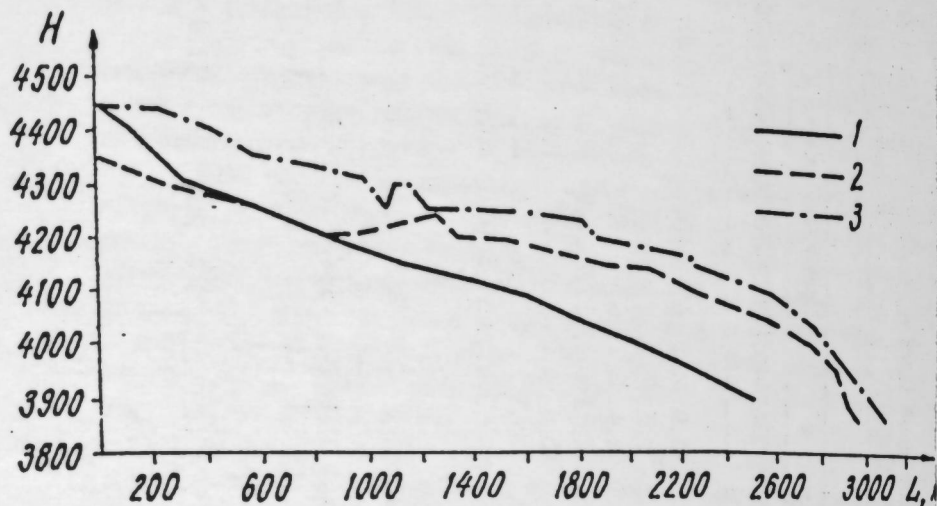


Рис. 1. Продольные профили поверхности ледника Западный Суек и гребней линии обрамляющих склонов:
1- профиль ледника по линии АВ (см.рис.2);
2- профиль восточного склона по линии СД;
3- профиль западного склона по линии МН

ного склона (рис. 1). Вследствие этого количество осадков на Западном склоне больше, чем на тех же высотах на леднике и восточном склоне (табл. 1); это благоприятно сказывается на существовании висячих ледников на западном склоне. Необходимо отметить, что в местах, где высотные отметки западного склона превышают гребневую линию противоположного склона соседнего ледникового бассейна, там располагаются мощные висячие ледники. Висячие ледники на всем протяжении восточного склона отсутствуют, так как восточный склон по высоте на всем протяжении не превышает западный.

При анализе данных суммарных осадкомеров, расположенных в основной долине и в бассейне ледника Западный Суек, с незначительной разницей по высоте, выявлено, что количество осадков в основной долине больше, чем в боковой. При прохождении фронтальных воздушных масс количество осадков у суммарного осадкомера № 1, установленного на высоте 3850 м, больше, чем у суммарного осадкомера № 2, расположенного на высоте 3890 м, однако конвективных осадков выпадает больше в боковой долине (табл. 1).

Необходимо отметить, что хорошо развитая конвекция обеспечивает летний максимум осадков / 5 /, но осадки конвективного характера имеют локальное значение.

Основные запасы влаги (снег в горах) формируются под влиянием общециркуляционных процессов - прохождения фронтальных влагонесущих воздушных масс и развития конвективных процессов / 2, 4, 5 /.

Для выявления закономерностей пространственной структуры метеорологических полей, обусловленной взаимодействием основных климатообразующих факторов, наиболее пригоден способ климатического картографирования / 4, 5 /. Климатические карты, помимо представления о географическом распределении, различных климатических показателей, имеют большое значение для изучения генезиса климата и практических целей, например, для оценки стокоформирующей роли различных участков горно-ледникового бассейна.

На основе данных суммарных осадкомеров, установленных в бассейне ледника Западный Суек, составлена карта распределения осадков (рис. 2).

Карта распределения количества осадков в июле 1984 г. наглядно показывает роль северных склонов отрога хребта Джетым-Бель в перераспределении количества осадков на типичных ледниках, закрытых обрамляющими склонами с юга, запада, востока, и относительно открытых с севера.

В связи с тем, что большинство хребтов Внутреннего Тянь-Шаня располагается субширотно, вторжение воздушных масс с севера через хребет Терской Ала-Тоо затруднено и перенос их осуществляется вдоль широтно ориентированных долин с запада на восток. Отроги северных склонов хребта Джетым-Бель расположены поперечно основной долине р. Ара-Бель-Су и служат водоразделами бассейнов ледников. Западный склон отрога хребта Джетым-Бель является препятствием на пути перемещения воздушных масс, которые движутся с запада на восток по долине р. Ара-Бель-Су. Вследствие этого воздушные массы подвергаются трансформации и атмосферные осадки либо выпадают на противоположной, наветренной стороне западного склона, т.е. в соседнем ледниковом бассейне, либо огибают западный склон хребта Джетым-Бель и попадают в бассейн ледника. Поэтому количество осадков на западном склоне намного больше, чем на леднике и восточном склоне. Участки с максимальным количеством осадков приурочены к самым высоким местам гребневой линии хребта Джетым-

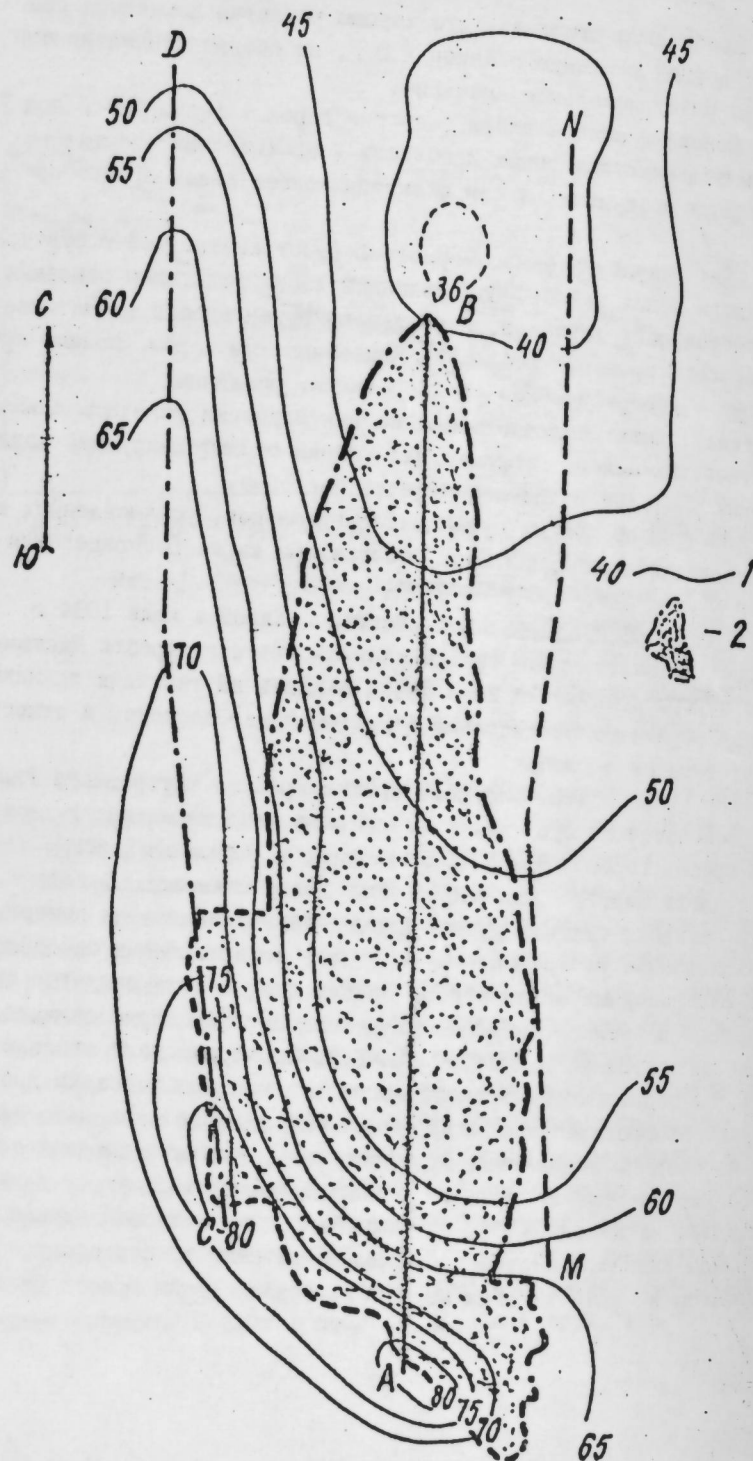


Рис.2. Распределение атмосферных осадков в бассейне ледника Западный Суек в июле 1984 г.:

- 1 - изогеты осадков;
- 2 - контур ледника Западный Суек;
- AB - осевая линия ледника Западный Суек;
- CD - гребневая линия восточного склона;
- MN - гребневая линия западного склона

Бель (на высоте 4400 м выпало в июле 81,9 мм осадков), а участок с минимальным количеством осадков (36,3 мм) расположен в нижней части ледникового бассейна, где закрытость бассейна обрамляющими склонами выражена сильнее.

Исследование закономерностей пространственного распределения требует дальнейших наблюдений. Определение высоты с максимумом осадконакопления остается нерешенной проблемой; необходим анализ осадков в более широком интервале высот, нужна разработка расчетных методик, позволяющих на основе использования данных радиозондирования, определять уровень с максимумом поступления осадков и его границы.

ЛИТЕРАТУРА

1. БУГАЕВ В.А., ДЖОРДЖИО В.А., КОЗИК В.М. и др. Синоптические процессы Средней Азии. - Ташкент: Изд. АН Уз.ССР, 1957. - 465 с.
2. ПОНОМАРЕНКО П.Н. Атмосферные осадки Киргизии. - Л.: Гидрометеиздат, 1976 г. - 134 с.
3. СПРАВОЧНИК ПО КЛИМАТУ СССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. Ч.4 - Разд.2. - Вып.32. - 308 с.
4. ШВЕР Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 302 с.
5. ШВЕР Ц.А. Закономерности распределения количества осадков на континентах. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 285 с.

К.Б.БАКИРОВ

СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ЛЕДНИКОВОЙ И НЕЛЕДНИКОВОЙ ПОВЕРХНОСТЯХ БАССЕЙНА р.ИНЫЛЬЧЕК

Важным показателем, отражающим характер климата и его изменчивость в сложном горном рельефе является суточный ход температуры воздуха. Средняя суточная температура воздуха - условная термическая характеристика за сутки, в очень сглаженном виде отражающая реальную картину термического режима в дневные и ночные часы / 8/. Часто при одинаковой средней суточной температуре в пунктах наблюдений дневные и ночные температуры могут резко отличаться. Особенно это касается горных районов. Примером может служить температура воздуха июля на станциях Пржевальск и Чаткал. Средняя месячная температура воздуха на обеих станциях была 16,8°, но в Чаткале уровень дневных температур выше, чем в Пржевальске, а в ночных - значительно ниже. В июле минимальная температура в Пржевальске составила 12°, а в Чаткале температура опускалась ниже 10°.

В настоящее время температурный показатель широко используется в гляциологических исследованиях / 1 /, для расчета суммарной абляции с поверхности ледника за сезон, месяц, декаду и пентаду.

Для территории Тянь-Шаня вся ледниковая зона довольно слабо освещена в метеорологическом отношении. Температура воздуха здесь вычисляется на основе градиентов. Однако, градиенты температур воздуха, вычисленные по данным неледниковых и ледниковых пунктов наблюдений, подчас оказываются очень большими: нередко они превышают даже сухоадиабатические градиенты (1° на 100 м). О.А.Дроздов / 3 /, и А.Н.Кренке / 2 / отмечают существование скачка температур при переходе от неледниковой поверхности на ледниковую. Величина скачка может изменяться в широких пределах и в горах Средней Азии колеблется от 0,6 - 0,7° до 2,1 - ..., 5° в зависимости от размеров ледника.

В задачу нашей работы входит изучение суточного хода температуры воздуха на характерных для горно-ледникового бассейна подстилающих поверхностях и выявление скачка температуры воздуха при переходе ледниковой поверхности в неледниковую. Скачок температуры воздуха дает количественную оценку влияния охлаждающего эффекта ледника и может быть учтен при построении карты температур

воздуха в горно-ледниковом бассейне и различных гляциологических расчетах. В статье использован материал метеорологических наблюдений лаборатории гляциологии Тянь-Шанской физико-географической станции АН Кирг ССР, проведенных в июле-августе 1985 г. в бассейне ледника Южный Иньльчек.

Температура воздуха определялась при помощи самописцев-термографов, установленных в психрометрических будках. Одна из них находилась в средней части ледника Южный Иньльчек, выше слияния Южного Иньльчека с Северным на высоте 3410 м, другая - на "Зеленой Поляне", расположенной в непосредственной близости от ледника, на северном склоне хребта Иньльчек-Тоо. Поверхность ледника, в месте установки психрометрической будки, покрыта моренным материалом и имеет слабый наклон. "Зеленая Поляна" представляет собой относительно выровненную и приподнятую (по сравнению с ледником Южный Иньльчек) поверхность. Она вся покрыта альпийской растительностью. Психрометрическая будка на "Зеленой Поляне" установлена на высоте 3400 м.

Для исследования многолетнего режима средней суточной температуры воздуха были привлечены данные метеостанций Центрального Тянь-Шаня. Значения среднесуточной температуры воздуха в Центральном Тянь-Шане в июле 1985 г. в различных пунктах наблюдений достаточно хорошо связаны между собой, о чем свидетельствуют коэффициенты парной корреляции (таб. 1).

Таблица 1. Матрица коэффициентов парной корреляции среднесуточной температуры воздуха в июле 1985 г.

Станция	Ледник Ю.Иньльчек	Лагерь "Зеленая поляна"	м/с Койлю	м/с Тянь-Шань
Ледник Ю.Иньльчек	1	0,80	0,68	0,69
Лагерь "Зеленая поляна"	0,80	1	0,84	0,80
м/с Койлю	0,68	0,84	1	0,89
м/с Тянь-Шань	0,69	0,80	0,89	1

Средняя месячная температура воздуха в июле 1985 г., судя по данным метеостанций Койлю (высота 2800 м) и Тянь-Шань (3614 м),

была соответственно на $0,4^{\circ}$ и $0,6^{\circ}$ выше среднеоголетней нормы. Градиент, подсчитанный по паре станций Койлю-Тянь-Шань ($0,68/100$ м) оказался близким к его среднеоголетнему значению ($-0,7^{\circ}/100$ м). Вследствие небольшого отличия температур воздуха от нормы, среднесуточные температуры воздуха на леднике Южный Иньльчек и в лагере "Зеленая Поляна" можно рассматривать как близкие к среднеоголетним значениям для этих пунктов.

Средняя месячная разница (скачок) температуры воздуха между ледниковой поверхностью (ледник Южный Иньльчек) и неледниковой поверхностью (лагерь "Зеленая Поляна") оценивается в $1,4^{\circ}$. Градиент ($-0,68^{\circ}/100$ м), подсчитанный между метеостанцией Койлю и лагерем "Зеленая Поляна", оказался близким к стандартному ($0,7^{\circ}/100$ м), а градиент между Койлю и ледником Южный Иньльчек составил $-0,88^{\circ}/100$ м из-за охлаждающего эффекта ледника.

Влияние характера подстилающей поверхности на режим температуры воздуха проявляется в теплую часть года и главным образом только в периоды, когда не выпадают твердые осадки. При выпадении снега подстилающая поверхность приобретает одинаковый вид и температуры воздуха мало отличаются в пунктах наблюдений. В отдельные дни на леднике Южный Иньльчек температура воздуха несколько выше, чем в лагере "Зеленая Поляна", из-за неодинакового притока солнечной радиации и условий воздухообмена.

Зимой, когда горные системы полностью покрыты устойчивым снежным покровом, различия термического режима отдельных пунктов наблюдений обуславливаются неодинаковым процессом выхолаживания, который в основном зависит от формы рельефа / 7 /. Вследствие этого среднеоголетний градиент температуры воздуха в январе меньше, чем в июле, и составляет $0,4^{\circ}/100$ м по паре Койлю-Тянь-Шань.

Суточный ход температуры воздуха существенно изменяется под влиянием погодных условий; при разных типах погоды могут наблюдаться значительные отклонения от средних величин (табл.2).

В условиях сложного горного рельефа максимальные микроклиматические различия возникают в основном при двух типах погоды: 1) радиационном выхолаживании, 2) адвекции холода / 6 /. При первом типе, характеризующемся ясной или малооблачной погодой со слабым ветром, самыми теплыми в ночные часы оказываются вершины и склоны гор (лагерь "Зеленая Поляна"), самыми холодными - вогнутые

формы рельефа (дно долины - ледник Южный Иньльчек). При адвекции холода соотношение меняет знак, т.е. самыми холодными в течение ночи оказываются выпуклые формы рельефа (лагерь "Зеленая Поляна"), а самыми теплыми - вогнутые (ледник Южный Иньльчек). Уровень низких температур приводит к понижению среднесуточной температуры воздуха в лагере "Зеленая Поляна", вследствие чего температура воздуха в лагере "Зеленая Поляна" немного ниже, чем на леднике Южный Иньльчек.

Как известно, микроклиматическая изменчивость суточного хода температуры воздуха максимально проявляется в ясную погоду со слабым ветром (не более 1 м/сек на пойме или у подножия склона) / 6 /.

Суточный ход температуры воздуха в среднем за июль 1985 г. (рис. 1а) близок к суточному ходу температуры воздуха в ясный день (рис. 1б), следовательно, термический режим в бассейне ледника Южный Иньльчек в основном определяется преобладанием ясной или малооблачной погоды. По исследованиям М.Н.Хейфеца, на леднике Семенова суточный ход температуры воздуха в среднем за период наблюдений оказался почти параллелен суточному ходу в пасмурную погоду, что объясняется преобладанием пасмурной погоды / 9 /. В ясный или малооблачный день температура воздуха подвержена большим колебаниям. Так, 13 июля 1985 г. амплитуда среднесуточной температуры воздуха в лагере "Зеленая Поляна" равнялась $14,7^{\circ}$, а на леднике Южный Иньльчек - $12,5^{\circ}$. Изменчивость температуры воздуха в этот день составила соответственно $5,1^{\circ}$ и $5,0^{\circ}$ (табл.1).

В неустойчивую с осадками погоду, несмотря на небольшую изменчивость и амплитуду, значения температуры воздуха подвержены частым колебаниям в течение короткого промежутка времени (рис.1в), т.е. такого плавного хода температуры, как в ясную погоду или в среднем за месяц, не наблюдается. Такие колебания температуры воздуха связаны с температурной трансформацией приземного слоя воздуха, которая обусловлена быстрой сменой форм и величины облачности и соответственно радиационного баланса / 4,5 /.

Рассмотренные графики суточного хода температуры воздуха дают наглядное представление об изменении температуры воздуха в течение суток. Каждый тип кривой мы можем количественно оценить с помощью статистических показателей - асимметрии и эксцесса. Суточный ход температуры воздуха в Центральном Тянь-Шане характеризуется небольшой асимметрией и плосковершинностью распределения

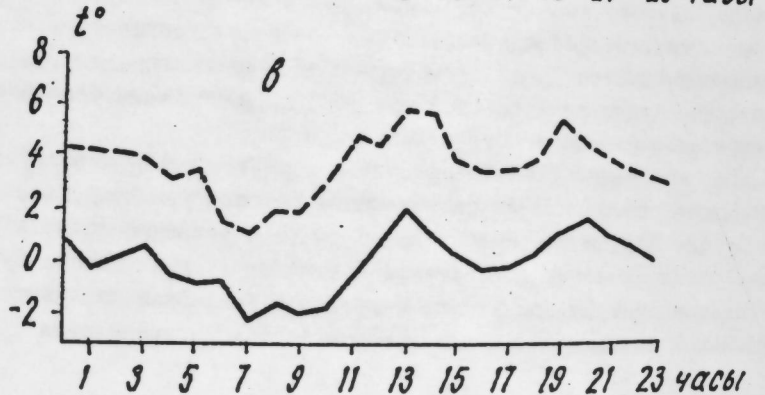
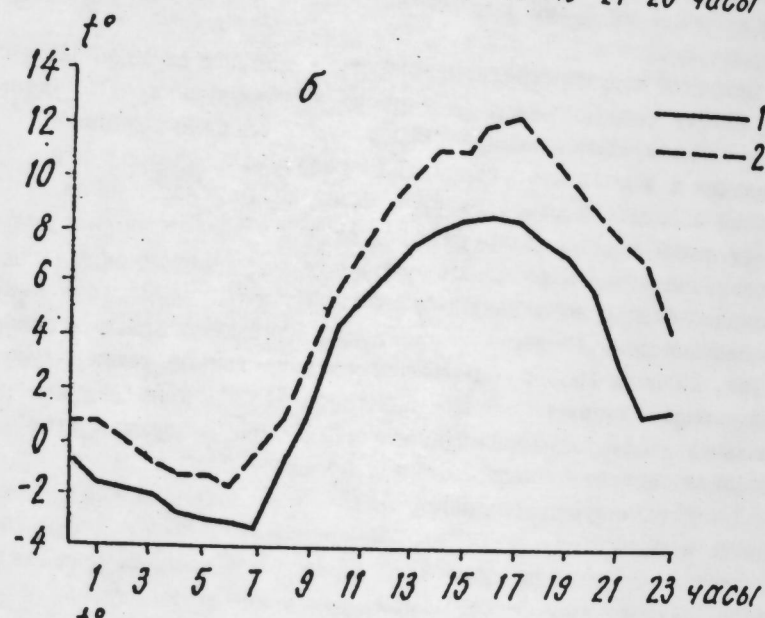
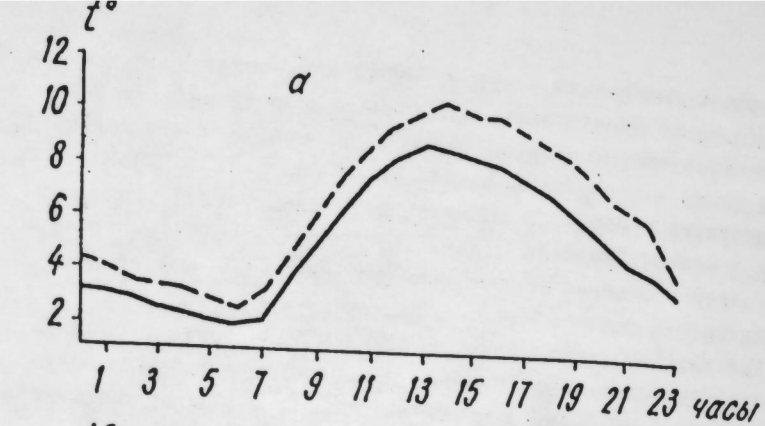


Рис.1. Внутрисуточный ход температуры воздуха: а) -осредненный за месяц; б) -в ясную погоду; в) -в неустойчивую с осадками погоду. 1- на леднике Джный Иньльчек, 2-в лагере "Зеленая Поляна"

Таблица 2. Статистические показатели средней суточной температуры воздуха (июль 1985 г.)

Станция	Суточная температура	Средняя	Дисперсия	Среднеквадр. отклонение	Асимметрия	Экссесс
Лагерь "Зеленая Поляна"	Осредненная	6,5	7,7224	2,78	0,015	-1,52
	В ясную погоду	5,4	25,7613	5,08	0,09	-1,57
	В неустойчивую погоду	3,8	1,492	1,22	-	-
Ледник Джный Иньльчек	Осредненная	5,1	6,094	2,47	0,017	-1,49
	В ясную погоду	2,8	20,163	4,49	0,01	-1,61
	В неустойчивую погоду	0,2	1,208	1,1	-	-

(табл 2). Следует отметить, что на внеледниковых станциях среднее многолетние значения асимметрии и эксцесса близки к значениям, определенным нами для ледникового бассейна в 1935 г. Так, величины асимметрии на станции Нарын и Тянь-Шань равны - 0,07 и - 0,02, а эксцесса - соответственно - 1,53 и -1,57.

Итак, величина скачка температуры воздуха в наиболее теплый период между ледниковой и неледниковой поверхностями в бассейне ледника Южный Иньльчек оценивается в $1,4^{\circ}$. В течение месяца она изменяется от 0° (в устойчивую пасмурную погоду) до $2,5^{\circ}$ (в ясную погоду) и $3,6^{\circ}$ (в неустойчивую с осадками погоду).

Показатели асимметрии и эксцесса, определенные для ледникового бассейна в 1935 г., близки к их среднеемноголетним значениям.

На режим температуры воздуха влияет и характер изменения подстилающей поверхности: выпадение снега приводит к уменьшению разницы температур между ледником Южный Иньльчек и лагерем "Зеленая Поляна".

ЛИТЕРАТУРА

1. ДИКИХ А.Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня. - Фрунзе: Илим, 1982.- 159 с.
2. КРЕНКЕ А.Н. Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии // Изв.АН СССР. География, 1973.- № 1. - С.20-40.
3. Крупнейшие ледники Средней Азии - ледники Федченко и Зеравшанский. // Ред. Л.К.Давыдова 7.-Изд.ЛГУ.-1967.- 264 с.
4. МАМОНТОВ Н.В. Изменчивость температуры воздуха в различные часы суток на территории СССР.- М.:Гидрометеиздат.-1984.- 96 с.
5. МАМОНТОВ Н.В. Статистические характеристики температуры воздуха в различные часы суток на территории СССР.- М.:Гидрометеиздат, 1979.-216 с.
6. МИЩЕНКО З.А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение.- Л.:Гидрометеиздат,1962.- 200 с.
7. СУББОТИНА О.И. Влияние орографии на температурный режим в горах Средней Азии. // Труды САРНИПМИ.-Л.,1971.- Вып.59 (74).- 123 с.

8. Справочник по климату СССР.- Л.:Гидрометеиздат,1966.-Вып.32. Ч.II.-256 с.

9. ХЕЙЛШЕЦ М.Н. Климатические особенности высокогорной зоны восточной части Центрального Тянь-Шаня в теплое время года // Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня: - Фрунзе:Илим, 1962.- 85-115с .

Горные территории в отличие от равнинных характеризуются четкой дифференциацией ландшафтов не только по высоте, но и по экспозиции. Если в первом случае смена ландшафтов связана с изменением активности климатических элементов - температуры воздуха и осадков, то во втором - различия обусловлены неодинаковым количеством поступающей радиации на склоны разных экспозиций и уклонов.

В работах, посвященных характеристике солнечной радиации / 4 / рассмотрено поступление как суммарной, так и отдельных видов солнечной радиации на поверхности, отличающиеся местоположением, характером уклонов и ориентаций. Разработаны / I / формулы, позволяющие рассчитать количество солнечной радиации, приходящейся на склоны различной крутизны и экспозиции. К сожалению, большинству работ свойственна обобщенность данных для очень крупных регионов: как правило, это данные для определения широт с разделением на северное или южное полушарие, на сушу и воду. При таком подходе полностью затшевываются региональные особенности и суммарные действительные величины солнечной радиации, характерных для относительно небольшого региона, практически невозможно. С учетом этого предпринята попытка охарактеризовать среднесезонный режим солнечной радиации высокогорной зоны Центрального Тянь-Шаня. Этот район в последнее время все активнее вовлекается в сферу хозяйственного освоения Киргизии, и сведения о радиационном режиме позволят правильнее понять природные процессы, протекающие в высокогорной зоне.

Для характеристики радиационного режима привлечены данные метеостанции Тянь-Шань, расположенной на высоте 3614 м / 3 / и результаты многолетних исследований Тянь-Шанской физико-географической станции АН Кирг ССР, полученные при проведении наблюдений в верховьях долины р. Чон-Кызыл-Су на высоте 2550 м.

Первая станция характеризует поступление солнечной радиации на сыровые поверхности, отличающиеся большой открытостью горизонта, вторая - радиационный режим дна глубоко врезанных долин. Основное внимание уделено характеристике месячных и годовых сумм

различных видов солнечной радиации. Это связано с тем, что в практической деятельности чаще приходится оперировать суммарными величинами, а не единичными показателями интенсивности радиации.

Суммарные величины различных видов радиации вычислены по данным срочных наблюдений за период с 1973 по 1981 гг. В основу метода расчета положено предположение о линейном изменении интенсивности радиации между сроками наблюдений. В данном случае сумма радиации за промежуток времени между сроками наблюдений выражается площадью трапеции. За начальный и конечный срок принимается время восхода и захода солнца, в которое значение радиации считается равным нулю. С учетом линейности изменения интенсивности радиации в расчеты введены поправки на фактическое время восхода и захода солнца в условиях действительной закрытости горизонта. При вычислении сумм радиационного баланса учитывались моменты перехода баланса через нулевое значение в утренние и вечерние часы. Величина альбедо определена путем осреднения срочных наблюдений за месяц. Сумма отраженной радиации получена умножением месячной величины суммарной радиации на среднемесячное альбедо. Месячная сумма поглощенной коротковолновой радиации (B_k) является разностью между суммарной и отраженной радиациями. Значения длинноволновой радиации (B_d) рассчитаны по известной формуле:

$$\sum B_d = \sum B + \sum R_k - \sum Q$$

где B , R_k , Q - месячные суммы радиационного баланса, отраженной и суммарной радиации.

Основными факторами определяющими интенсивность различных видов солнечной радиации, поступающей на земную поверхность при ясном небе являются высота солнца и прозрачность атмосферы. В связи с тем, что высота солнца имеет суточный и годовой ход, в этих же временных интервалах изменяется и интенсивность радиации. Прозрачность атмосферы имеет ход противоположный высоте солнца, т.е. зимой она увеличивает интенсивность радиации, а летом - уменьшает. Особенностью прозрачности атмосферы с высотой в горах Центрального Тянь-Шаня является небольшой (0,003/100 м) градиент коэффициента в интервале высот 800 - 2600 м и значительный (0,008/100 м) выше отметки 2600 м. Начиная с высоты 3200 м ни в один из месяцев значение коэффициента прозрачности не бывает ниже 0,800, достигая в зимние месяцы 0,866. Высокая прозрачность атмосферы в высокогорной зоне оказывает сравнительно незначитель-

ное влияние на снижение интенсивности солнечной радиации и на ее суммарную величину. Роль облачности и закрытости горизонта значительно больше. Учитывая, что суммарный поток радиации выше в ясные дни, рассмотрим величины продолжительности солнечного сияния, зависящие от облачности и закрытости горизонта (табл. I).

Анализируя данные табл. I, нельзя не отметить весьма существенной разницы между величинами продолжительности солнечного сияния. Обусловлена эта разница в основном влиянием закрытости горизонта; влияние облачности на обеих станциях практически одинаково. Если на метеостанции Тянь-Шань закрытость горизонта мала и в различные месяцы сокращает продолжительность часов солнечного сияния всего на 2-7%, то на метеостанции Большая Кызыл-Су влияние закрытости горизонта оценивается в 22-34%. Годовой ход облачности над всей территорией Центрального Тянь-Шаня практически одинаков и поэтому разница в суммах различных видов приходящей радиации обусловлена характером закрытости горизонта.

Прямая радиация. Это один из основных потоков радиации, оказывающий наибольшее влияние на физические и биологические процессы, протекающие в природе. В прямой зависимости от поступления прямой радиации находится интенсивность поверхностного таяния льда и объем талых вод, стекающих с ледника. В среднем за год за счет прямой радиации поступает $73,0 \text{ ккал/см}^2$. Месячные суммы закономерно увеличиваются от января к июлю и затем снижаются к декабрю. Минимальные значения приходятся на декабрь или январь, хотя возможны случаи сдвига и на февраль. В многолетнем плане декабрьская сумма составляет 3,1% от годовой величины, июльская - достигает 13,5%. Из-за активного развития в теплый период облаков кучевых форм максимальные месячные величины могут в отдельные годы отмечаться в любой из месяцев с апреля по август (табл. 2). Эти данные свидетельствуют не только о неравномерности внутригодового хода месячных величин, но и значительной их изменчивости. Следует подчеркнуть, особенно неблагоприятны условия для поступления прямой солнечной радиации зимой в глубоких долинах широтного простиранья, имеющих закрытость с юга более 30° . При такой закрытости солнечные лучи, начиная с ноября и до конца января, не поступают на склоны северной экспозиции и дно долин. Закрытость горизонта в $18-33^\circ$ в долинах меридионального простиранья обуславливают потерю 47% прямой солнечной радиации. Влияние закрытости на суммарную величину меняется во времени. Примером могут быть данные по метеостанциям Большая Кызыл-Су и Тянь-Шань. Если в декабре поступление прямой радиации на дно глубоковрезанной долины составляет 59% от поступившей радиации на

сырцовые поверхности, то в июле эта величина возрастает до 95%.

Изменчивость месячных сумм прямой радиации весьма значительна. В преобладающем числе месяцев (исключение составляют март и сентябрь) отмечается двухкратное превышение максимальных значений над минимальными. Более устойчивы годовые величины. За исключением суммы 1981 г., которая равна $58,5 \text{ ккал/см}^2$, все остальные величины укладываются в интервале от 70,2 до $77,9 \text{ ккал/см}^2$.

Рассеянная радиация. В условиях облачной погоды теплого периода и закрытости горизонта с этим видом радиации на земную поверхность поступает значительное количество тепла - в среднем $46,1 \text{ ккал/см}^2$, или 63% от годовой суммы прямой радиации. Интенсивность рассеянной радиации в большей степени зависит от облачности, чем от высоты солнца. Нередки случаи, когда среднемесячная величина интенсивности рассеянной радиации в полдень в феврале выше, чем в июне или июле. Подобное наблюдалось в 1973, 1974, 1976 гг. Особо выделяется 1978 г. В феврале этого года в полдень средняя интенсивность рассеянной радиации достигала $0,60 \text{ ккал/см}^2 \text{ мин}$, а в июне-июле соответственно 0,35 и $0,34 \text{ ккал/см}^2 \text{ мин}$. Определенное влияние на величину рассеянной радиации оказывает прозрачность атмосферы и состояние подстилающей поверхности, т.е. ее альbedo. С увеличением прозрачности и при безоблачном небе интенсивность рассеянной радиации уменьшается и составляет 15-20% от величины напряжения прямой. Как правило, большим величинам рассеянной радиации соответствует белесоватый и бледно-голубой цвет неба. Из-за большого отражения в зимний период величины рассеянной радиации при одних и тех же высотах солнца в ясный день на 10-20% выше, чем летом / 2 /. Годовой ход закономерен, но максимум сдвинут на май, минимум отмечается в ноябре-декабре (табл. 3).

При анализе таблицы заметно меньшее отклонение месячных величин от среднего показателя по сравнению с изменчивостью значений прямой радиации. Внутригодовое распределение месячных сумм рассеянной радиации не отличается резкой контрастностью. В декабре месячная сумма составляет 3,7% от годовой, в мае 13,5%. Абсолютный максимум месячной величины в мае 1981 г. достиг $7,4 \text{ ккал/см}^2$. В этот месяц сумма рассеянной радиации превысила сумму прямой на $0,8 \text{ ккал/см}^2$. Еще большая разница в $2,5 \text{ ккал/см}^2$ отмечена в апреле 1979 г. Нередки случаи равенства сумм прямой и рассеянной радиации, что свидетельствует о большой роли рассеянной радиации в формирова-

Таблица 1. Продолжительность солнечного сияния

Станция	Солнечное сияние	М е с я ц												Сумма за год	
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Большая Кызыл-Су	I ^x	108	117	128	147	159	171	183	176	164	151	110	94	1888	
	2	70	67	61	59	57	62	65	66	78	73	64	67	66	
	3	37	40	35	37	35	39	40	41	44	44	37	30	38	
Тянь-Шань	I	176	180	208	230	239	244	265	261	245	223	175	160	2806	
	2	66	66	60	61	56	57	61	64	70	70	65	62	63	
	3	59	59	57	58	53	53	57	60	68	65	60	57	59	
Возможн. продолжительн. на широте 42°															
		299	306	363	399	450	456	464	432	362	345	294	233	4458	

X - I - количество часов солнечного сияния за месяц;

2 - в % от возможного с учетом влияния закрытости горизонта;

3 - в % от возможного без учета влияния закрытости горизонта.

Таблица 2. Сумма тепла прямой радиации (ккал/см²)

Год	М е с я ц												Сумма за год	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
1973	2,0	3,7	4,6	5,6	7,0	7,8	12,0	8,2	7,6	6,3	4,4	2,7	71,9	
1974	1,7	4,4	7,8	6,3	7,1	10,4	10,9	9,0	6,6	6,4	4,1	2,6	77,3	
1975	3,2	4,2	6,0	11,2	8,6	8,6	10,4	7,3	6,2	6,3	3,7	2,2	77,9	
1976	2,5	3,4	6,2	7,1	10,2	10,0	9,4	12,1	5,6	4,9	3,4	2,3	76,7	
1977	2,2	6,0	6,7	8,9	10,0	5,9	8,2	9,5	7,9	4,3	3,8	2,2	75,6	
1978	3,2	4,8	6,4	6,2	6,5	12,3	9,6	8,7	7,0	3,9	2,6	1,3	72,5	
1979	3,2	4,4	7,7	3,2	7,4	7,3	10,1	8,2	6,9	5,0	4,9	1,9	70,2	
1980	2,4	4,1	6,2	6,0	7,5	9,7	12,0	8,2	7,3	5,0	3,2	2,7	74,3	
1981	3,5	2,7	5,5	6,1	6,6	5,0	6,5	4,6	5,0	5,2	4,0	3,7	58,5	
Средн.	2,7	4,2	6,4	6,7	7,9	8,6	9,9	8,4	6,7	5,3	3,8	2,4	73,0	

Таблица 3. Сумма тепла рассеянной радиации (ккал/см²)

Год	Месяц												Сумма за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1973	2,6	3,3	4,7	4,7	5,4	4,7	4,1	3,3	2,3	1,7	1,8	1,4	40,0
1974	2,4	3,0	3,9	5,7	7,0	4,7	5,2	4,4	3,2	2,5	1,9	1,9	43,8
1975	1,9	2,4	5,1	4,5	6,6	6,6	5,5	5,6	4,8	3,4	2,7	1,9	51,0
1976	2,1	1,7	5,7	6,4	6,6	6,9	6,1	3,7	4,1	3,4	2,0	1,6	50,3
1977	2,5	2,5	4,3	4,6	5,9	6,4	5,7	4,9	3,1	2,5	1,0	1,9	45,3
1978	1,9	2,7	3,1	6,0	5,5	5,7	5,0	4,3	2,6	2,2	1,9	2,0	42,9
1979	1,7	2,4	3,8	4,0	5,1	5,5	4,3	5,8	3,9	2,4	1,6	1,7	42,2
1980	2,4	3,4	4,4	7,2	6,7	5,6	4,3	4,7	2,9	2,7	2,2	1,5	48,0
1981	1,9	3,1	4,3	5,2	7,4	6,4	5,4	5,0	4,0	2,8	1,8	1,7	49,0
Средн.	2,2	2,6	4,4	5,4	6,0	5,8	5,1	4,6	3,4	2,6	1,8	1,8	46,3

нии теплового режима высокогорной зоны Тянь-Шаня.

Суммарная радиация. Поток прямой и рассеянной радиации составляет суммарную радиацию. Ей в целом свойственны закономерности, присущие обоим потокам, причем при благоприятных состояниях атмосферы интенсивность суммарной радиации может быть значительно выше, чем в абсолютно ясный или облачный день, когда резко преобладает один из потоков, т.е. прямая или рассеянная радиация (табл.4).

Данные таблицы 4 свидетельствуют об устойчивости годовых сумм, хотя месячные величины изменяются в более широких пределах. Максимальные суммы отмечаются чаще всего в июле со сдвижкой в отдельные годы на май или июнь. В зоне распространения сыртов, характеризующихся небольшой закрытостью горизонта, максимальная месячная величина суммарной радиации приходится на май. Связано это с особенностью внутригодового хода прямой и рассеянной радиации, обусловленного различным влиянием облачности и высоты солнца на потоки, составляющие суммарную радиацию. В высокогорной зоне создаются благоприятные условия в атмосфере, способствующие значительному поступлению как прямой, так и рассеянной радиации. За май в районе метеостанции Тянь-Шань величина суммарной радиации составляет 20 ккал/см² при равном вкладе прямой и рассеянной радиации. Вопрос соотношения составляющих суммарную радиацию солнечных потоков для условий Тянь-Шаня с частой повторяемостью облачных дней в теплый период имеет принципиальное значение, т.к. иногда важна не только общая сумма тепла, но и преобладающий вид радиации, сформировавшей тепловой режим. В условиях ясного неба соотношение прямой и рассеянной радиации меняется с повышением местности: увеличивает-ся доля прямой и уменьшается доля рассеянной. Облачность нарушает эту закономерность, причем возможен даже обратный эффект. На северном склоне хр.Терской Ала-Тоо на высоте 2600 м доля рассеянной радиации в суммарной зимой при ясной погоде составляет 20%, снижаясь к лету до 11%. В районе массива Акшийрак (ГМС Тянь-Шань) зимой доля рассеянной радиации равна 15%, летом- 9%. В действительных условиях облачности это соотношение резко изменяется. В глубоковрезанных долинах типа Чон-Кызыл-Су доля рассеянной радиации в годовой величине суммарной составляет 39%, изменяясь в течение года от 33 до 46%. Из ста восьми случаев расчета месячных величин суммарной радиации в тринадцати доля рассеянной превышала 50%. Наибольший вклад приходится на апрель, наименьший - на октябрь-ноябрь. На сыртах

Таблица 4. Сумма тепла суммарной радиации (ккал/см²)

Год	М е с я ц												Сумма за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1973	4,5	7,0	9,3	10,3	12,5	12,5	16,1	11,5	9,9	8,0	6,2	4,1	111,9
1974	4,1	7,4	11,7	12,0	14,1	15,1	16,1	13,4	9,8	8,9	6,0	4,5	123,1
1975	5,1	6,6	11,1	15,7	15,2	15,2	15,9	12,9	11,0	9,7	6,4	4,1	123,9
1976	4,6	5,1	11,9	13,5	16,8	16,9	15,1	15,8	9,7	8,3	5,4	3,9	127,0
1977	4,7	8,5	11,0	13,5	15,9	12,3	13,9	14,4	11,0	6,8	4,8	4,1	120,9
1978	5,1	7,5	9,5	12,2	12,0	18,0	14,6	13,0	9,6	6,1	4,5	3,3	115,4
1979	4,9	6,8	11,5	8,9	12,5	12,8	14,4	14,0	10,8	7,4	6,5	3,7	114,2
1980	4,8	5,5	10,6	13,2	14,2	15,3	16,3	12,9	10,2	7,7	5,4	4,2	122,3
1981	5,4	5,8	9,9	11,3	14,0	11,4	11,9	9,6	9,0	8,0	5,8	5,4	107,5
Средн.	4,8	6,9	10,7	12,3	14,1	14,4	14,9	13,0	10,1	7,9	5,7	4,1	119,5

интального Тянь-Шаня среднегодовой вклад рассеянной радиации в суммарную составляет 43%, изменяясь в течение года от 36% до 51%, это несмотря на абсолютную отметку равную 3600 м. Следует подчеркнуть, что максимальная интенсивность измеренной суммарной радиации в 1,90 ккал/см² мин зафиксирована не в абсолютно ясный день, при легкой пелене облаков верхнего яруса.

Отраженная радиация и альbedo подстилающей поверхности. Величина отраженной радиации зависит от общей суммы поступающей радиации и альbedo подстилающей поверхности (табл. 5).

В среднем за год от земной поверхности в рассматриваемом районе отражается 46,5 ккал/см². Наиболее благоприятные условия для отражения значительных сумм тепла создаются в феврале и особенно в марте. В эти месяцы высота солнца быстро увеличивается, что ведет к значительному поступлению тепла, а земля покрыта снегом, отражающим максимум поступающей радиации. С апреля по август месячные суммы довольно устойчивые и составляют в среднем 8,2% от годовой суммы. Минимальные суммы приходится на сентябрь-декабрь. Если в осенние месяцы небольшие суммы отраженной радиации обусловлены общим уменьшением величины поступающей радиации при сохранении низких значений альbedo, то в декабре они определяются крайне низким значением суммарной радиации, хотя альbedo подстилающей поверхности велико.

Годовой ход величины альbedo определяется изменением характера подстилающей поверхности. Закономерная смена вида подстилающей поверхности обуславливает ежегодно для конкретных месяцев устойчивые показатели альbedo. Исключение составляют месяцы, в которые образуется или разрушается сезонный снежный покров. Весной - это март и апрель, осенью - октябрь и ноябрь (табл. 6).

Минимальное альbedo приходится на май. В этом месяце хотя и начинается активная вегетация растений, но сплошного покрытия нет, а часто выпадающие осадки, смачивая землю, уменьшают ее альbedo. Обращает на себя внимание низкое годовое значение альbedo в 1977 г. Год отличался поздним установлением снежного покрова; низкие значения месячных величин альbedo в октябре и особенно в ноябре повлияли на годовую величину. В остальные годы разница между максимумом и минимумом составляет всего 3%.

С высотой в связи с удлинением срока залегания устойчивого снежного покрова годовая величина альbedo возрастает. В районе

Таблица 5. Сумма тепла отраженной радиации

Год	Месяц												Сумма за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1973	3,5	5,5	6,8	3,0	3,2	3,4	4,0	3,2	2,7	2,7	3,6	2,7	44,3
1974	3,0	5,6	7,8	3,0	3,6	4,1	4,5	3,7	2,2	3,9	3,2	3,3	48,1
1975	3,8	4,9	7,2	3,4	3,9	4,4	4,6	4,1	3,0	2,6	4,2	2,9	49,0
1976	3,5	3,8	8,2	5,3	3,7	4,2	4,1	4,4	2,5	3,1	3,4	2,7	48,9
1977	3,6	6,5	6,4	3,2	3,2	2,9	3,5	3,7	2,4	1,6	1,3	2,2	40,5
1978	3,7	5,2	6,5	3,2	2,9	4,7	3,6	3,5	2,5	2,2	2,8	2,1	42,9
1979	3,4	5,0	7,6	5,9	3,6	2,9	3,9	4,1	3,3	2,4	4,2	2,7	49,0
1980	3,9	5,8	7,8	5,0	3,5	4,6	4,9	4,2	3,4	2,6	2,8	2,8	51,3
1981	3,7	3,9	5,3	3,0	4,1	3,6	3,7	3,0	2,8	3,4	3,7	3,7	43,9
Средн.	3,6	5,1	7,1	3,9	3,5	3,9	4,1	3,8	2,8	2,7	3,2	2,8	46,5

Таблица 6. Среднемесячные значения альбедо, %

Год	Месяц												Средн. за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1973	77	79	74	29	26	27	25	28	27	34	59	66	46
1974	73	75	67	25	27	27	28	28	23	44	54	74	45
1975	75	74	65	22	26	29	29	32	27	27	60	71	45
1976	76	74	69	39	22	25	27	28	26	37	64	70	46
1977	76	76	58	24	20	24	25	26	22	24	27	53	38
1978	73	70	68	26	24	26	25	27	26	36	62	64	44
1979	70	73	66	45	29	23	27	29	31	32	64	74	47
1980	82	78	74	38	25	30	30	33	33	34	52	66	48
1981	69	68	54	27	29	32	31	31	31	42	64	68	46
Средн.	75	74	66	31	25	27	27	29	27	34	57	68	45

метеостанции Тянь-Шань она равна 53%. В течение ноября-апреля среднемесячные величины альбедо здесь не опускаются ниже 66% при максимуме в феврале равном 82%. Частые снегопады в мае и октябре доводят величину альбедо в эти месяцы до 42%. При столь значительном годовом альбедо в высокогорной зоне за год отражается 86,6 ккал/см². С декабря по март в районе развития сиртов величина отраженной радиации превышает величину суммарной, регистрируемой на дне глубоководных долин.

Радиационный баланс - один из главных показателей соотношения различных потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, поступающей на земную поверхность и ее излучаемой. В связи с этим величина радиационного баланса зависит как от суммарной величины приходящей на землю радиации, так и от величины отраженной, обусловленной значением альбедо. В отличие от поступающих на подстилающую поверхность потоков радиации, оцениваемых положительными величинами, радиационный баланс в отдельные периоды суток или сезонов года может быть отрицательным. Внутригодовое распределение величин радиационного баланса согласуется с ходом величин суммарной радиации. В среднем за год сумма радиационного баланса составляет 44,7 ккал/см². Характерной особенностью многолетних годовых величин является их небольшая изменчивость. Отклонения крайних годовых значений не выходит за пределы 6-10%, хотя месячные величины в отдельные годы могут отличаться в несколько раз (табл.7).

Максимальные величины отмечаются с мая по август. За эти четыре месяца накапливается 71% годовой суммы тепла радиационного баланса. В практических расчетах чаще приходится использовать показатели не общего поступления тепла, а именно радиационного баланса, хотя прямые наблюдения за этой величиной ведутся значительно реже, чем за суммарной радиацией. Расчетные данные в силу привлечения значительного количества показателей не всегда достаточно надежны. Реальную помощь в такой ситуации могут оказать выявленные региональные отношения доли радиационного баланса в суммарной радиации. Для долин северного склона хр.Терской Ала-Тоо в период с мая по август среднемноголетнее отношение величин радиационного баланса и суммарной радиации весьма устойчиво и находится в пределах 55-59%. Небольшки и отклонения месячных величин от среднемноголетнего показателя. В течение четырех месяцев максимальные значения отклоняются от среднего на 7-9%, а минимальные на 5-8%. Такие небольшие отклонения позволяют достаточно надежно использовать конкретно

Таблица 7. Сумма тепла радиационного баланса (ккал/см²)

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
1973	-0,7	-0,5	0,4	5,4	7,2	7,6	10,9	6,5	5,0	2,4	0,1	-1,1	43,2
1974	-1,2	-0,8	0,2	5,4	7,1	8,2	10,2	8,4	5,6	2,0	0,5	-1,4	44,2
1975	-1,5	-0,8	0,4	6,9	8,5	8,8	8,1	6,4	4,4	3,5	0,1	-0,7	44,1
1976	-0,1	-0,1	1,0	4,9	10,5	10,2	7,7	8,4	3,5	2,2	0,3	0,5	49,0
1977	-0,7	0,3	2,0	6,4	8,3	7,1	8,1	7,3	4,6	2,3	1,4	-0,2	46,9
1978	-1,0	0,3	1,0	5,5	6,3	9,6	8,8	6,4	3,7	1,7	0,1	-0,6	41,8
1979	-1,2	-0,1	0,6	3,1	7,0	8,3	9,2	8,2	6,0	3,7	0,9	-0,8	44,9
1980	-0,8	-0,1	1,0	5,2	7,1	7,8	9,8	7,0	4,7	2,8	0,9	-0,3	45,1
1981	0,5	0,1	2,4	6,4	7,6	5,8	6,7	5,3	4,1	3,0	0,9	0,3	43,1
Средн.	-0,7	-0,2	1,0	5,5	7,7	8,2	8,8	7,1	4,6	2,6	0,6	-0,5	44,7

Таблица Б. Сумма тепла отраженной радиации

Род	Месяц												Сумма за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1973	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	41,3
1974	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,1
1975	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	49,0
1976	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	48,9
1977	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	40,8
1978	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	48,9
1979	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	49,0
1980	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	48,9
1981	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	49,0
Средн.	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	48,9

Л.Л. ДИДЬХ

О СООТНОШЕНИИ ВЕЛИЧИН ПОГЛОЩЕННОЙ РАДИАЦИИ И РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА НА ЛЕДНИКОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Поиск и разработка надежных методов расчета величины стаивания льда и объема талых ледниковых вод - одна из актуальных задач горной гидрологии Тянь-Шаня. Существующие приемы расчета слоя стаивания по температуре воздуха, несмотря на легкую реализацию, не позволяют реально оценить затраты тепла, расходуемые на различные процессы - таяние, испарение, прогревание ледника и т.д. Желательно выявить такой фактор, который наиболее полно характеризовал бы систему реализации ледником поступающего солнечного тепла, легко наблюдался или рассчитывался.

Величина таяния в действительности зависит не только от количества реализованной поверхностью ледника солнечной радиации, но и от тепла турбулентного теплопотока, образующегося в системе процесса испарение-конденсация. Как показали расчеты вклада различных составляющих в тепловом балансе, преобладающей является радиационная - 75-80%. Исходя из этого, расчеты величин таяния обычно проводятся по количеству тепла радиационного баланса, структура которого по широко известной формуле в конечном итоге имеет следующий вид:

$$B = Q (I - A) - E_e,$$

где Q - суммарная радиация, поступающая на подстилающую поверхность; $Q (I - A)$ - поглощенная радиация; E_e - эффективное излучение.

Величина радиационного баланса в значительной степени определяется количеством поступившей радиации за счет суммарной и значением альбедо подстилающей поверхности. Последний член (E_e) уравнения представляет собой если не полностью компенсирующие потоки, то во всяком случае существенно ослабляющие друг друга. Подтверждением сказанному служат небольшие величины эффективного излучения, измеренного в ночное время: интенсивность его оценивается в 0,03 - 0,06 кал/мин.см². С повышением высоты местности интенсивность эффективного излучения практически не меняется, т.к. снижение интенсивности излучения земли за счет понижения темпе-

О СООТНОШЕНИИ ВЕЛИЧИН ПОГЛОЩЕННОЙ РАДИАЦИИ И РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА НА ЛЕДНИКОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Поиск и разработка надежных методов расчета величины стайвания льда и объема талых ледниковых вод - одна из актуальных задач горной гидрологии Тянь-Шаня. Существующие приемы расчета слоя стайвания по температуре воздуха, несмотря на легкую реализацию, не позволяют реально оценить затраты тепла, расходуемые на различные процессы - таяние, испарение, прогревание ледника и т.д. Желательно выявить такой фактор, который наиболее полно характеризовал бы систему реализации ледником поступающего солнечного тепла, легко наблюдался или рассчитывался.

Величина таяния в действительности зависит не только от количества реализованной поверхностью ледника солнечной радиации, но и от тепла турбулентного теплопотока, образующегося в системе процесса испарение-конденсация. Как показали расчеты вклада различных составляющих в тепловой баланс, преобладающей является радиационная - 75-80%. Исходя из этого, расчеты величин таяния обычно проводятся по количеству тепла радиационного баланса, структура которого по широко известной формуле в конечном итоге имеет следующий вид:

$$B = Q (I - A) - E_0,$$

где Q - суммарная радиация, поступающая на подстилающую поверхность; $Q (I - A)$ - поглощенная радиация; E_0 - эффективное излучение.

Величина радиационного баланса в значительной степени определяется количеством поступившей радиации за счет суммарной и значением альбеда подстилающей поверхности. Последний член (E_0) уравнения представляет собой если не полностью компенсирующие потоки, то во всяком случае существенно ослабляющие друг друга. Подтверждением сказанному служат небольшие величины эффективного излучения, измеренного в ночное время: интенсивность его оценивается в $0,03 - 0,06$ кал/мин.см². С повышением высоты местности интенсивность эффективного излучения практически не меняется, т.к. снижение интенсивности излучения земли за счет понижения темпе-

ратуры подстилающей поверхности компенсируется общим уменьшением слоя атмосферы и соответственно понижением температуры этого слоя.

Величина суммарной радиации с высотой возрастает, но из-за большой продолжительности залегания снежного покрова среднегодовые значения альбедо в горах выше, чем на равнинах; радиационный баланс с высотой уменьшается. По свидетельству З.И.Пивоваровой, такую закономерность отмечают И.И.Борзенкова, Э.М.Шихлинский и Я.А.Цуцкеридзе. Вместе с тем, приведенные данные не для всех горных районов подтверждают закономерность уменьшения величины радиационного баланса с высотой.

Таблица 1. Месячные и годовые значения радиационного баланса на горных станциях при действительных условиях облачности (ккал/мес.см²) по / I /

Станция	Широта	Высота	Месяц			Сумма за год
			УП	УШ	УП-УШ	
Л-к Седченко	38,8	4169	8,4	9,9	18,3	39,1
Тянь-Шань	41,9	3610	8,8	8,1	16,9	40,8
Харам-Куль	39,0	2826	7,1	6,5	13,6	36,6
Кызылча	41,2	2075	7,8	6,8	14,6	35,0
Сусамыр	42,1	2061	9,0	7,9	16,9	48,3
Алма-Ата селестокская	43,2	1711	7,6	6,9	14,5	35,2
Алма-Ата агро	43,2	1370	10,0	8,0	18,0	50,1

Примечание. В связи с тем, что в нашем случае солнечная радиация рассматривается как фактор, оказывающий влияние на таяние льда, среднемесячные величины радиационного баланса приведены только за период интенсивной абляции УП - УШ

Анализ таблицы показывает, что говорить о строгой закономерности уменьшения радиационного баланса с высотой в июле-августе трудно, даже если ввести коррективы на влияние широты. Местные условия, проявляющиеся в особенностях строения рельефа и орографии, своеобразном режиме облачности и увлажнения в районе расположения станции, могут существенно исказить общий фон радиационных условий характерных для данной широты.

1. Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. - 1977. - 335 с.

Редкая сеть актинометрических станций при большой пространственной изменчивости величин радиационного баланса затрудняет использование полученных опорных данных для широких обобщений применительно к горным условиям. Необходимо либо увеличение числа станций, либо разработка надежных методов расчета радиационного баланса. Из-за большого числа составляющих надежно рассчитать радиационный баланс без прямых измерений температуры подстилающей поверхности и слоя атмосферы не представляется возможным.

Более перспективным, на наш взгляд, представляется определение величины радиационного баланса по зависимости между радиационным балансом (В) и поглощенной радиацией (В_к).

Для равнинных территорий с травяным покровом такая связь получена и выражается уравнением

$$В_к = 1,20 В + 0,06 \quad \text{или} \quad В = \frac{В_к - 0,06}{1,20}$$

Альбедо подстилающей поверхности при этом находилось в интервале 15-23%. Погрешность величин баланса, вычисленных по этой зависимости, составляет $\pm 10\%$.

Для районов Центрального и Внутреннего Тянь-Шаня, и ледниковых поверхностей в частности, подобная зависимость не выявлялась, хотя сделать это было необходимо одновременно с выполнением расчетов величин таяния по зависимости абляции льда от основных климатических элементов.

Исходя из того, что поглощенная радиация составляет основу радиационного баланса не только на равнинах, но и в горах, следует предположить, что в последнем случае связь будет не менее тесной, чем приведенная /1/ и для ледниковой поверхности.

Для проверки этого предположения нами были проанализированы результаты наблюдений за радиационным балансом и рассчитаны величины поглощенной радиации на леднике Кара-Баткак за июль и август 1984 и 1985 гг. (табл.2). Заметна синхронность изменений величин В и В_к, что должно свидетельствовать об устойчивости связи между ними. Связь, действительно, тесная (рис. 1) и характеризуется высоким коэффициентом корреляции - 0,99. Синхронность хода величин В и В_к обусловлена прямой зависимостью их от суммарной радиации. При безоблачной погоде дневной ход строго закономерен: нарастание интенсивности радиации к полудню и уменьшение - к заходу солнца. В усло-

Таблица 2. Среднесуточная интенсивность поглощенной радиации и радиационного баланса (кал/мин.см²) и альbedo (%) за дневные сроки наблюдений

Год	Вид радиа- ции	Июль					Август						
		Срок наблюдений (час)					Срок наблюдений (час)						
		6.30	9.30	12.30	15.30	18.30	Ср.	6.30	9.30	12.30	15.30	18.30	Средн.
1984	Вк	0,06	0,77	1,06	0,64	0,05	0,52	0,03	0,79	0,95	0,64	0,02	0,49
	В	001	062	089	054	000	041	-003	074	084	052	-002	041
	Ак		29	21	24		25		19	21	22		21
1985	Вк	005	071	072	051	004	041	003	056	080	056	004	040
	В	001	059	059	041	001	032	-001	048	068	050	001	033
	Ак		28	24	25		26		26	27	27		27

виях действительной облачности эта закономерность на Тянь-Шане с его максимумом осадков не всегда сохраняется. В июле 1985 г. интенсивность Вк и В в сроки 9.30 и 12.30 была одинаковой, хотя в многолетнем плане она в этом месяце в 9.30 выше, чем в полдень.

Такая асинхронность внутрисуточного хода в июле связана с особенностями режима облачности. В летнее время активизируются конвективные процессы, приводящие к развитию облаков в полуденное и послеполуденное время. Развитие облаков ведет к сокращению поступления суммарной радиации и снижению потоков Вк и В.

В отличие от равнинных территорий, где альbedo травяного покрова меняется незначительно, на ледниковой поверхности в летнее время разница между минимальными и максимальными значениями альbedo может достигать нескольких десятков процентов. В связи с этим сделана попытка оценить влияние альbedo на устойчивость связи между поглощенной радиацией и радиационным балансом. (табл. 3).

Таблица 3. Повторяемость величины Вк и В при различных значениях альbedo.

Градация величин альbedo	60 и >	59-50	49-40	39-30	29-20	20 и <						
Число слу- чаев	3	5	8	17	107	69						
Повторяе- мость, %	1,4	2,4	3,8	8,1	51,2	33,1						
Средн.интенсив. Вк	В	Вк	В	Вк	В	Вк	В	Вк	В	Вк	В	Вк
кал/минсм ²	009	006	023	018	030	018	045	033	065	053	092	080

Судя по данным таблицы в июле-августе альbedo поверхности преимущественной зоны абляции находится в пределах 20-29%. Из-за высокой естественной загрязненности поверхности ледников значительна повторяемость случаев наблюдений (33,1), когда значения альbedo опускаются ниже 20%. Несмотря на летние снегопады, повторяемость высоких значений альbedo редка - на каждые 10% повышения величин альbedo повторяемость случаев уменьшается в 1,6 - 2 раза.

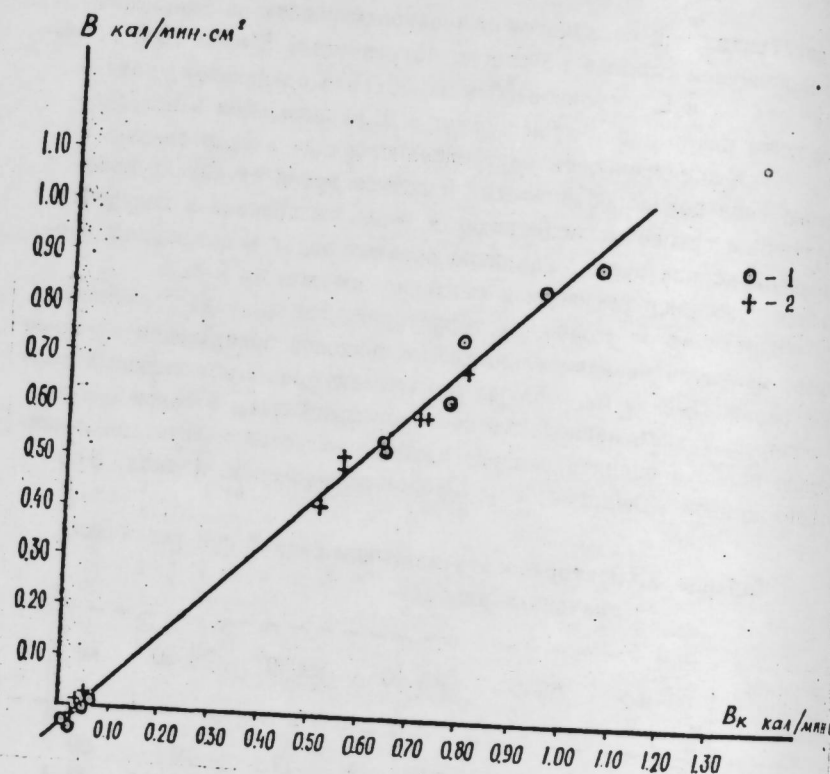


Рис.1. Зависимость интенсивности радиационного баланса от величины поглощенной радиации: 1 - результаты наблюдений 1984 г; 2 - результаты наблюдений 1985 г.

Весьма четко прослеживается закономерность повышения интенсивности поглощенной радиации и радиационного баланса с уменьшением альбеда. Вместе с тем необходимо отметить большую изменчивость величин внутри каждой градации, причем наибольшие колебания отмечаются в градации 20-29%. Максимальные значения величин B_k и B равны соответственно 1,20 - 1,24, а минимальные 0,06-0,19 кал/мин. Соотношение между величинами поглощенной радиации и радиационного баланса находится в пределах 1,1 - 1,6, причем меньшие значения соответствуют меньшим значениям альбеда. Относительно небольшое отклонение от средней величины экстремальных значений

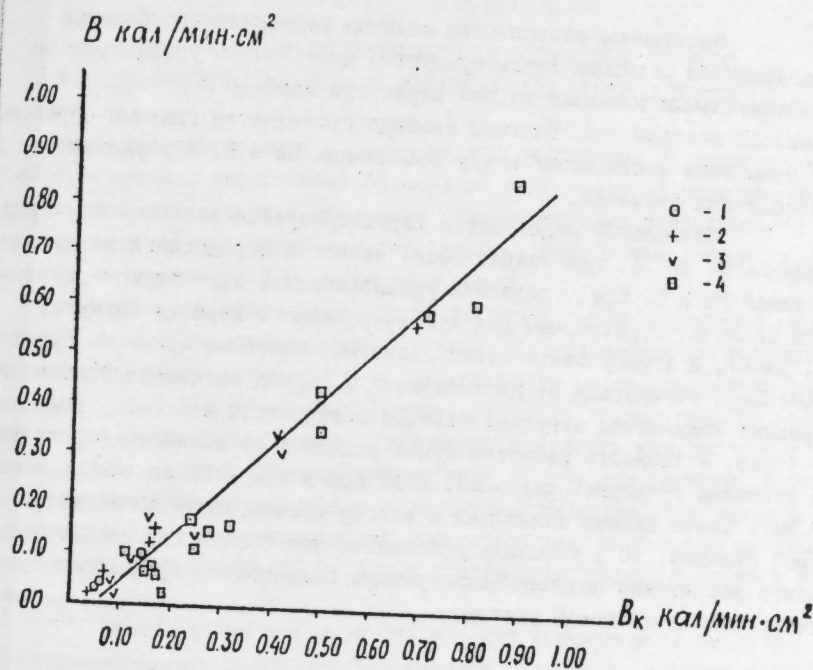


Рис.2. Зависимость интенсивности радиационного баланса от величины поглощенной радиации при различных значениях альбеда подстилающей поверхности. Величина альбеда: 1 - более 60%; 2 - 59-50%; 3-49-40%; 4 - 39-30%

отношений B_k и B - 1,35 свидетельствуют о сравнительно небольшом влиянии альбеда на тесноту связи между поглощенной радиацией и радиационным балансом. На рис. 2 представлена зависимость между величинами B_k и B при значениях альбеда более 30%. Разброс точек несколько больше на рис. 1, но линия описывается практически одним выражением;

$$B_k = 1,10 B + 0,05.$$

Выявленные зависимости величины радиационного баланса от поглощенной радиации характеризуются достаточной устойчивостью и незначительным влиянием на нее характера альbedo подстилающей ледниковой поверхности. Влияние альbedo проявляется главным образом не в изменении соотношения между величинами B_k и B , а в уменьшении их абсолютных значений.

Наибольшей надежностью характеризуется зависимость, представленная на рис. I, где каждая точка является осредненной за месячную величину B_k и B . При осреднении уравнились значительные отклонения величин, характерные для кратковременного периода (минута, час, день), и в результате этого расчетные месячные суммы не будут существенно отличаться от наблюдаемых. В период интенсивной абляции (середина июля-конец августа) альbedo поверхности ледника довольно устойчиво, и точность расчетов будет зависеть от точности определения величины суммарной радиации. Если при ясном небе за основу могут быть взяты данные ближайшей к району исследований актинометрической станции, то в условиях действительной облачности необходимо вводить коррективы на своеобразие режима облачности, проявляющиеся в конкретной ледниковой системе.

Е. В. ПЕТРШОВА

К ВОПРОСУ О РАЗМЕЩЕНИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЙ НА ГОРНОМ ВОДОСБОРЕ ДЛЯ ПРОГНОЗОВ СТОКА

Для прогнозов стока горных рек необходимо располагать метеорологической информацией об осадках и температуре воздуха, определяющей формирование и изменение режима стока на водосборе. Существующая метеорологическая сеть крайне редка и приурочена, в основном, к низкогорной и предгорной зонам.

Для повышения надежности прогнозов стока необходимо развивать метеорологическую сеть в горной области конкретно рассматриваемых бассейнов, особенно в высокогорной ее части, поскольку она играет наибольшую роль в формировании стока горных рек. По нижней границе ее отмечается резкое увеличение градиента модулей стока с высоты / I /. Здесь сосредоточены "вечные" снега и ледники, почти все осадки выпадают в твердом виде. Это - активная зона области формирования стока, потому что для нее характерно наибольшее поступление влаги, наименьшие ее потери и коэффициент стока, близкий к единице.

Многолетние исследования условий формирования стока в экспериментальных бассейнах Чон-Кызылсу, Ала-Арча, имеющих ледниково-снеговой тип питания, показали, что эта зона расположена выше отметок 3000-3300 м / I /. М. Н. Большаков отмечает, что выше этой отметки формируется от 50 до 95% среднегодового стока рек северного Тянь-Шаня.

Поэтому при размещении метеорологической сети на горном водосборе главное внимание следует уделять области активного формирования стока, которая расположена в высокогорной ее части. При этом необходимо учитывать особенности пространственного распределения метеорологических параметров в зависимости от орографии и высоты местности.

Особое внимание должно быть уделено размещению осадкомерной сети, поскольку осадки являются основным фактором формирования стока. В горных условиях наблюдается крайняя неравномерность в их распределении по территории даже для одного небольшого водосбора, обусловленная, в первую очередь, высотной поясностью, преобладанием больших уклонов, большой расчлененностью рельефа, что влияет на распространение влагонесущих воздушных потоков, определяющих

характер зависимости количества осадков от высоты.

Исследования, выполненные М.И. Геткером в южном районе Средней Азии (бассейны рек Аму-Дарья, Кашка-Дарья, Зарафшан) /2/ А.А. Григорьевым в Северной Киргизии (бассейны рек Чу, Талас, оз. Иссык-Куль) /3/, В.И. Михайловой на северном склоне Терской Ала-Тоо / 4 / и др., выявили основные особенности распределения осадков и их изменчивости в горных условиях.

Установлено, во-первых, что в пределах горной территории осадки повсеместно возрастают до верхних гребней гор.

Во-вторых, в зависимости от проникновения влагонесущих потоков характер нарастания осадков существенно различен для бассейнов, расположенных в районах внутригорных и периферийных склонов хребтов. Для внутригорных районов характерна существенная разница между количеством осадков в нижних и верхних высотных зонах. Нижние зоны в таких бассейнах экранированы высокими хребтами, вследствие чего условия выпадения осадков здесь неблагоприятны. В верхних зонах этих бассейнов (выше 2500 - 2300 м) условия выпадения осадков благоприятнее, т.к. сюда лучше проникают влажные воздушные массы. Связь годовых количеств осадков с высотой местности для бассейнов такого типа имеет при расположении осадков на оси ординат вид кривой, выпуклой вниз. Градиенты осадков при этом резко возрастают в средних и верхних зонах, начиная с высот 2500-2300 м. Для водосборов, расположенных на периферийных склонах хребтов, все зоны которых находятся в условиях хорошей доступности влагонесущих масс, наибольшие градиенты осадков приурочены к нижним зонам гор (до 1500 - 1700 м), в средних и верхних зонах градиенты убывают вплоть до нуля. Связь количества осадков с высотой местности для таких бассейнов имеет вид кривой, выпуклой вверх (осадки - ось ординат). Указанные типы зависимостей не исчерпывают, по-видимому, всего многообразия реальных особенностей, но являются типичными для всей горной территории.

В-третьих, изменчивость годовых сумм осадков в общем обратно пропорциональна годовой сумме осадков и характеризуется для территории Киргизии коэффициентами вариации от 0,13 до 0,36. Наименьшие коэффициенты вариации годовых сумм осадков характерны для водосборов окраинных хребтов, где выпадает большое количество осадков и меньше всего сказывается изменчивость синоптических процессов. Наибольшие коэффициенты вариации годовых сумм осадков характерны для внутригорных районов, отличающихся засушливостью.

Учитывая выявленные особенности в распределении осадков на горной территории, осадкомерную сеть следует распределить по следующему принципу:

На водосборах с хорошей доступностью для влажных воздушных масс осадкомерную сеть следует распределить равномерно по высотному профилю;

На водосборах внутригорных районов с резкой разницей в увлажнении верхней и нижней зон контролируемые пункты измерения осадков необходимо сгустить в верхней зоне.

Одно из основных требований, предъявляемых к системе сбора информации об осадках на горном водосборе, - репрезентативное размещение осадкомеров в бассейне: результаты замеров должны отражать характерное для каждой высотной зоны данного водосбора среднее распределение. Исследования пространственных и временных закономерностей колебаний осадков /2,5,6 / выявили влияние орографического строения подстилающей поверхности на величину территориальной неравномерности распределения осадков в горном водосборе. М.И. Геткер / 6 / в частности, определил на примере р.М.Алматинки доминирующее влияние высотного превышения как аргумента пространственной корреляционной функции месячных осадков.

Исследования колебаний осадков в бассейне р.Чон-Кызылсу, проведенные В.И. Михайловой / 4 /, показали довольно высокую согласованность в колебаниях осадков в зоне формирования стока на этом водосборе. Некоторую несогласованность в колебаниях осадков проявляют осадкомеры, установленные в предгорной и равнинной частях водосбора.

С целью определения высотной ступени, на которой наблюдается высокая территориальная согласованность колебаний годовых сумм осадков для этого водосбора, была построена корреляционная функция зависимости годовых сумм осадков от высотного превышения одного осадкомера над другим (рис. 1). Как видно из рис.1, превышение, при котором надежные коэффициенты корреляции связи годовых сумм осадков (r) для высотных зон, расположенных выше 2500 м, равны 0,80 - составляет 500 м, а при $r = 0,70$ - соответственно 1000 м. Разбросанность точек на графике свидетельствует о влиянии других факторов, помимо высотного превышения, определяющих неравномерность в распределении осадков.

Для бассейна р.Чон-Кызылсу таким фактором является доступ-

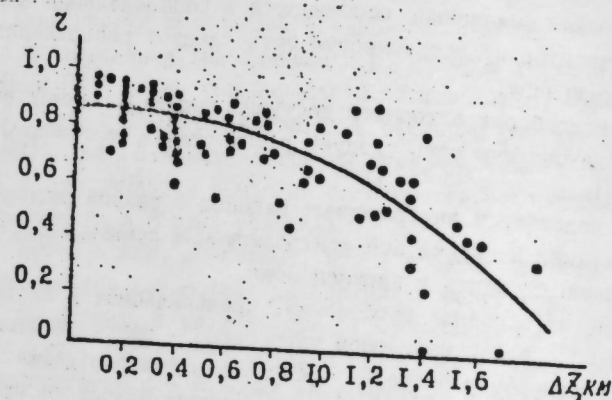


Рис.1 Зависимость коэффициентов корреляции связи между годовыми осадками (r) в бассейне р.Чон-Кызылсу от высотного превышения между осадкомерами (ΔZ)

ность влагонесущим воздушным потокам / 4 /. Это обуславливает необходимость обоснования густоты осадкомерной сети на горном водосборе для определения среднего значения осадков в каждой высотной зоне. Такой способ, предложенный М.И.Геткером, заключается в определении оптимального числа осадкомеров в каждом из принятых высотных интервалов горного водосбора на основании статистической оценки устойчивости параметров множества вариантов кривых связи осадков с высотой местности $x=f(H)$, проведенных с учетом данных определенного количества случайно выбранных осадкомеров, расположенных в различных высотных зонах. Этот способ применим лишь при наличии достаточно густой сети осадкомеров на конкретном водосборе.

Рассматривая кривую распределения осадков в зависимости от высоты, для расчета средневзвешенного слоя осадков в каждом варианте необходимо располагать данными о гипсометрической кривой бассейна. При этом рассчитываются для определенного числа осадкомеров следующие характеристики:

- средневзвешенный слой осадков по водосбору при линейной аппроксимации их зависимости от высоты;
- среднеквадратическое отклонение их от средневзвешенных осадков, рассчитанных для всех осадкомеров, расположенных в водосборе;

среднеквадратическое отклонение ординат кривой связи осадков с высотой местности при данном числе точек от эталонной кривой (по всем осадкомерам).

Затем, задаваясь требуемой точностью определения средневзвешенного слоя осадков по водосбору, на основании вычисленных среднеквадратических отклонений для каждого из вариантов, определяется количество осадкомеров в каждом высотном интервале. Решение указанного способа возможно лишь с помощью ЭВМ. Алгоритм и программа счета на ЭВМ Минск-32 для реализации способа разработаны И.Д.Шенцис. Описанный выше метод был принят для обоснования густоты осадкомерной сети в горных водосборах Чон-Кызылсу и Киргиз-Ата, на которых имелась достаточно густая сеть осадкомеров (для бассейна р.Чон-Кызылсу - 18 осадкомеров в диапазоне высот от 1700 до 3500 м, для бассейна Киргиз-Ата - 11 осадкомеров - от 1760 до 3300 м над уровнем моря). За исходные данные при этом по бассейну Чон-Кызылсу были приняты осадки холодного (октябрь - март) и теплого (апрель - сентябрь) периодов за 1957-1966 гг.; по бассейну р.Киргиз-Ата - за годовой период с октября 1972 г. по сентябрь 1973 г. и холодный период - октябрь-апрель - за 1972-1973 и 1973-1974 гг. Высотный интервал, для которого рассчитывается оптимальное количество осадкомеров, принят в 500 м по данным бассейна р. Чон-Кызылсу.

В табл. 1,2 помещены значения средневзвешенного слоя осадков (x_0) и их отклонений, рассчитанных в зависимости от числа осадкомеров в каждой высотной зоне (σ_x), а также среднеквадратические отклонения ординат кривой $x=f(H)$ при данном числе точек от эталонной кривой (S) для бассейнов рек Чон-Кызылсу и Киргиз-Ата. Как видно из таблицы, погрешность расчета средневзвешенного слоя осадков обусловлена отклонениями ординат кривой $x=f(H)$ при конкретном числе точек от эталонной кривой. Это дает возможность определить оптимальное количество осадкомеров в каждой высотной зоне для определения среднего слоя осадков по конкретному водосбору.

На рис. 2 показано изменение относительной дисперсии (σ_x) средневзвешенных осадков в зависимости от числа осадкомеров (N) в бассейнах рек Чон-Кызылсу и Киргиз-Ата. Как видно из рис.2, среднеквадратическое отклонение от средневзвешенных осадков теплого периода в зависимости от числа осадкомеров для бассейна р.Чон-Кызылсу изменяется от 12,5 до 0,1%; для осадков холодного периода это отклонение соответственно составляет для бассейна Чон-Кызылсу

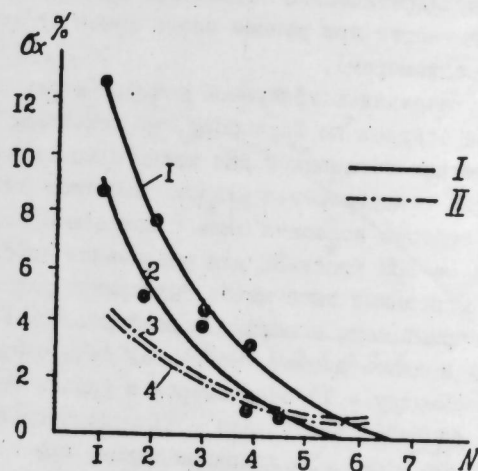


Рис.2. Изменение относительной дисперсии (σ_x) средневзвешенных осадков за холодный и теплый периоды в зависимости от числа осадкомеров (N) в бассейнах рр.Чон-Кызылсу (I) и Киргиз-Ата (II): 1 - осадки за период апрель-сентябрь; 2,3,4 - осадки за период октябрь-март

от 8,7 до 0,14%, для бассейна Киргиз-Ата - от 4,5 до 0,6%, что указывает на большую равномерность распределения осадков по высоте в холодный период.

Таким образом, задаваясь конкретной точностью определения слоя осадков, можно обосновать достаточность количества осадкомеров в каждой высотной зоне. Так, например, если требуется определение среднего слоя осадков с точностью не менее 10%, то достаточно трех осадкомеров (с вероятной точностью 95%) в каждой высотной зоне водосбору р.Чон-Кызылсу. Производим следующие расчеты: если принять распределение ошибок подсчета среднего слоя осадков за теплый период (IV-IX) при разном числе осадкомеров, подчиненным нормальному закону, то $\sigma_{95} = 1,96\sigma_x = 1,96 \times 25,1 = 49,2$ мм (1,96 - коэффициент достоверности при вероятности 0,95), что составляет 8,9%.

Результаты такого расчета для бассейна р.Киргиз-Ата имеют

Таблица 1. Погрешности средневзвешенного слоя осадков в зависимости от числа осадкомеров, рассчитанные для бассейна р.Чон-Кызылсу за период 1957-1966 гг.

Число осадкомеров	Осадки летнего периода (апрель-сентябрь)			Осадки холодного периода (октябрь-март)		
	средневзвешенные ($\bar{x}_0$), мм	среднеквадратическое отклонение от $\bar{x}_0$ (σ_x), мм	среднеквадратическое отклонение от $\bar{x}_0$ при данном числе точек от эталонной кривой S , мм	средневзвешенные ($\bar{x}_0$), мм	среднеквадратическое отклонение от $\bar{x}_0$ (σ_x), мм	среднеквадратическое отклонение от $\bar{x}_0$ при данном числе точек от эталонной кривой S , мм
1	539,0	67,0	135,9	151,9	13,19	30,2
2	541,9	40,8	81,2	155,4	7,60	15,7
3	557,2	25,1	68,9	156,1	6,51	11,2
4	547,7	16,9	39,4	157,3	1,74	4,2
5	549,0	5,0	15,6	157,7	0,58	2,3
6	547,5	2,5	8,5	158,0	0,46	1,9
7	546,0	0,6	2,9	158,0	0,23	1,5

Таблица 2. Погрешности средневзвешенного слоя осадков в зависимости от числа осадкомеров, рассчитанные для бассейна р. Киргиз-Ата

Число осадко-меров	Осадки холодного периода 1972-1973 гг.				Осадки холодного периода 1973-1974 гг.			
	средневзвешенные осадки $\bar{x}_0$, мм	клонение от среднего осадка $x = \bar{x}(H)$ при данном числе точек от эталонной кривой σ_x , мм	среднеквадратическое отклонение осадков σ_{x_0} , мм	среднеквадратическое отклонение осадков σ_{x_0} , мм	средневзвешенные осадки $\bar{x}_0$, мм	клонение от среднего осадка $x = \bar{x}(H)$ при данном числе точек от эталонной кривой σ_x , мм	среднеквадратическое отклонение осадков σ_{x_0} , мм	среднеквадратическое отклонение осадков σ_{x_0} , мм
1	216,7	9,6	26,1	153,9	6,47	12,9	12,9	12,9
2	217,2	7,2	14,5	153,0	4,47	8,70	8,70	8,70
3	218,4	5,0	10,9	152,2	2,77	6,51	6,51	6,51
4	217,4	3,2	7,9	152,5	2,12	5,36	5,36	5,36
5	218,4	1,6	4,4	153,4	1,55	4,19	4,19	4,19
6	217,6	0,8	2,5	153,7	0,92	2,37	2,37	2,37

предварительный характер, поскольку они получены за два конкретных холодных периода. Можно лишь отметить более низкие ошибки при одинаковом количестве осадкомеров на водосборе р. Киргиз-Ата по сравнению с бассейном р. Чон-Кызылсу. Это обстоятельство объясняется тем, что осадкомеры в бассейне р. Киргиз-Ата размещены в однообразных условиях, характеризующих увлажнение основного его водотока и притоков первого порядка. В бассейне р. Чон-Кызылсу при размещении осадкомеров учитывались различные условия увлажнения одной высотной зоны. В связи с этим полученные выводы по р. Чон-Кызылсу более обоснованы, кроме того, эти выводы основаны на многолетних данных.

Результаты расчета достаточного количества осадкомеров в каждой высотной зоне для бассейна р. Чон-Кызылсу подтверждаются выводами по размещению осадкомерной сети, полученными А.Т. Ильясовым по материалам наблюдений в Алаарчинском опытном бассейне / 7 /. Полученные результаты позволяют сделать выводы по размещению осадкомерной сети в речных бассейнах:

размещение осадкомерной сети в горных водосборах должно определяться, в первую очередь, высотной поясностью в распределении осадков в горах и доступностью влагонесущим воздушным массам, влияющим на характер зависимости количества осадков от высоты;

для водосборов, находящихся в условиях, примерно, одинаковой хорошей доступности основным влагонесущим потокам, размещение осадкомерной сети должно быть равномерным. Осадкомеры должны размещаться в диапазоне высот от 2000 до 4000 м с интервалом высот 500-1000 м, по 1-3 в зависимости от развития гидрографической сети и формы долины;

для водосборов с резко различными условиями выпадения осадков в верхних и нижних зонах необходимо в верхней зоне (выше 2500-2800 м) разместить по 3-5 осадкомеров через 300-500 м, а в нижней зоне - по 1-2 осадкомеру через 500-1000 м;

в зоне распространения ледников осадкомеры должны размещаться как на поверхности ледников, так и на поверхности, свободной от оледенения (по одному осадкомеру).

При размещении пунктов наблюдений за температурой воздуха следует учитывать неравномерность ее распределения на горном водосборе, обусловленную, в первую очередь, высотной поясностью, формой рельефа, экспозицией горных склонов и другими орографическими условиями, влияющими на формирование температурного режима /8,9 /.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ВЕТРА ПРИ УЛАНЕ И САНТАШЕ

Местные штормовые ветры Иссык-Кульской котловины улан-санташ являются важнейшим климатическим фактором региона, в значительной мере определяющим характерные погодные условия в его западной и восточной частях. Возникают они при обвалах холода через естественные понижения в обрамляющих котловину высоких передовых цепях Тянь-Шаня. На западе таким понижением является перемычка между хребтами Кунгей и Киргизским высотой около 2 км и шириной примерно 25-30 км, на востоке - перевал Санташ (рис.1).

В / 1,2,5,8,9/ приведены сведения общего климатического и синоптического характера о режиме этих ветров. Вопросам вероятности оценки максимальных скоростей в зонах с уланом и санташем с привлечением экспедиционных аэроосомок посвящены / 3,6,7/. В / 4,5/ впервые приводятся некоторые сведения о вертикальных профилях этих ветров.

Надо отметить, что несмотря на относительно большую историю изучения улана и санташа, многие важные черты их режима исследованы либо схематически, либо вовсе не изучены. Например, улан в Рыбачьем прогнозируется Фрунзенским гидрометцентром, тогда как аналогичного прогноза для санташа пока не разработано. Требуется уточнить зоны распространения сильных ветров при улане и санташе, возникновение частных струй при обвалах холода через высокие перевалы Кунгей-Алатау между Рыбачьем и Чолпон-Атой и др.

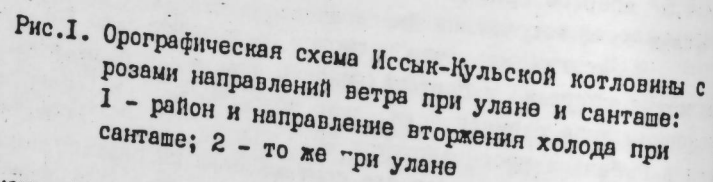
В настоящей работе рассматривается не изученный до сих пор вопрос статистического описания вертикальных профилей скорости и направления ветра при улане и санташе в нижнем трехкилометровом слое над поверхностью Земли. Для этой цели использованы результаты шаро-пилотных наблюдений на ГМС Рыбачье (1,66 км), Пржевальск (1,72 км) и Перевал Санташ (2,32 км). По Пржевальску и Санташу использован весь имеющийся период наблюдений (соответственно 1950-68 и 1963-68 гг.), а по Рыбачью, вследствие частой повторяемости улана, - период с 1960 по 1964 г. В табл. I приведено

Исследования термического режима, проведенные в бассейне р. Чон-Кызылсу, выявили криволинейность вида связи между температурой воздуха и высотой местности, что подтверждает выводы о наличии вертикального градиента ее изменения для отдельных высотных зон. Учитывая такое различие, при размещении пунктов наблюдений горном водосборе, следует устанавливать не менее трех пунктов, размещенных по высотному профилю в основной долине.

При установке пунктов наблюдений за осадками и температурой воздуха следует руководствоваться основными положениями наложения ГМС по установке метеорологических приборов.

ЛИТЕРАТУРА

1. БОЛШАКОВ М.Н. Водные ресурсы советского Тянь-Шаня и методы расчета. - Фрунзе: Илим, 1974. - 306 с.
2. ГЕТТЕР М.И. О некоторых закономерностях зонального распределения осадков и размещения сети осадкомеров для гидрологических целей // Тр. САНИГМИ, 1966. - Вып. Ш. - С. 94-106.
3. ГРИГОРЬЕВ А.А. Гидрометеорологический анализ распределения атмосферных осадков в бассейнах рек Чу, Талас, оз. Иссык-Куль: Авторефер. дис. канд. географ. наук (11698) / Таш. ГУ. - Ташкент, 1973. - 2 с.
4. ДИКИХ А.Н., МИХАЙЛОВА В.И. Режим ледников и водный баланс северного склона хребта Терской Алатау. - М.: Наука, 1976. - 131 с.
5. ГОЛУБЦОВ В.В. Об использовании корреляционных функций для характеристики пространственной неравномерности распределения осадков // Труды КазНИГМИ, 1969. - Вып. 37.
6. ГЕТТЕР М.И. О статистической структуре поля осадков в Средней Азии. // Тр. САНИГМИ, 1973. - Вып. 3 (84). - С. 100-107.
7. ИЛЪЯСОВ А.Т. Сток и водный баланс речных бассейнов Киргизии. // Труды САНИГМИ, 1969. - Вып. 43/58. - 296 с.
8. ЧЕЛПАНОВА О.М. Климат СССР. Вып. 3. Средняя Азия. - Л.: Гидрометиздат, 1963. - 447 с.
9. СУББОТИНА О.И. Влияние орографии на температурный режим в горной Средней Азии // Тр. САНИГМИ, 1971. - Вып. 59(74). - 122 с.



число измерений ветра на различных высотах от поверхности Земли по всем станциям.

За улан принимались случаи усиления ветра в Рыбачьем до 10 м/сек и более, имеющего западное направление, а за санташ - случаи усиления ветра на пер.Санташ и в Пржевальске до 8 и 10 м/сек и более, соответственно имеющих северо-восточное и восточное направления. Как видно из табл. I, для статистических расчетов использовано от 135 (Санташ) до 636 (Рыбачье) ветровых зондирований. С высотой, вследствие вхождения шаров-пилотов в облака, их число или разрывов оболочек, число измерений уменьшается до 60-125.

Рыбачье		Пржевальск		Санташ	
λ , км	n	λ , км	n	λ , км	n
Флюгер	636	Флюгер	216	Флюгер	135
0,10	628	0,10	214	0,10	131
0,20	626	0,20	213	0,20	125
0,34	624	0,28	213	0,50	113
0,50	622	0,50	204	0,63	107
1,34	483	1,28	133	1,63	78
2,34	211	2,28	64	2,63	56
3,34	125	3,28	23		

По выборочным данным для величины модуля скорости и направления ветра рассчитаны среднее значение, среднеквадратическое отклонение и коэффициенты вариации, асимметрии и эксцесса, которые использованы для статистического анализа. Сравнительно большие объемы выборочных данных позволили достаточно надежно определить средние значения, а также меры изменчивости - среднеквадратическое отклонение и коэффициент вариации. Если ограничиться объемом используемых данных равным 100, то приблизительно оценки коэффициентов асимметрии и эксцесса не превосходят 0,25 и 0,50, что также позволяет надежно судить о порядке этих параметров.

В табл.2 приведены рассчитанные значения для модуля скорости ветра, а на рис. 2 показан относительный профиль средней скорости, построенный по этим данным (относительная скорость получена как отношение ее значения на каждой высоте к скорости по флюгеру).

Относительный средний профиль скорости ветра (рис.2) во всех трех случаях имеет примерно одинаковый характерный вид. В Рыбачьем от поверхности Земли к высоте 0,5 км скорость быстро убывает до значений 0,6 U_{ϕ} , затем наблюдается плоский минимум, а с высоты 1,3 км она начинает расти и достигает приземного значения на уровне около 3 км. Ясно, что среднее положение верхней границы улана по этому профилю не будет превышать зону минимума скорости, выше которой наблюдается ее рост, связанный с переходом к общециркуляционным потокам средней тропосферы.

Таблица 2. Рассчитанные статистические характеристики скоростей ветра: $\bar{V}$ (м/сек) - среднее значение, C - коэффициент вариации, A - асимметрия, E - эксцесс

Рыбачье - 1,66 км										Пржевальск - 1,72 км										Санташ - 2,32 км									
$\bar{X}$, км	$\bar{V}$	C	A	E	$\bar{X}$, км	$\bar{V}$	C	A	E	$\bar{X}$, км	$\bar{V}$	C	A	E	$\bar{X}$, км	$\bar{V}$	C	A	E										
фл	13,12	0,21	1,52	3,38	фл	9,52	0,18	2,30	7,96	фл	11,52	0,13	2,24	8,57															
0,10	12,52	0,29	0,69	1,11	0,10	9,34	0,26	0,32	0,75	0,10	11,02	0,30	0,81	1,05															
0,20	11,68	0,39	0,65	0,91	0,20	9,48	0,35	0,02	-0,06	0,20	10,92	0,31	0,33	0,96															
0,34	9,22	0,50	0,92	1,71	0,28	8,82	0,45	0,35	-0,14	0,50	11,00	0,42	-0,07	-0,35															
0,50	7,73	0,60	0,88	0,79	0,50	6,99	0,61	1,04	1,19	0,68	8,44	0,57	0,43	-0,61															
1,34	7,46	0,68	1,36	2,74	1,28	4,95	0,62	0,86	0,82	1,68	6,35	0,63	0,81	0,34															
2,34	9,94	0,50	0,61	0,33	2,28	5,91	0,54	0,35	-1,12	2,68	10,57	0,48	0,22	-0,53															
3,34	13,12	0,47	0,45	0,06	3,28	9,57	0,48	0,20	-0,60																				

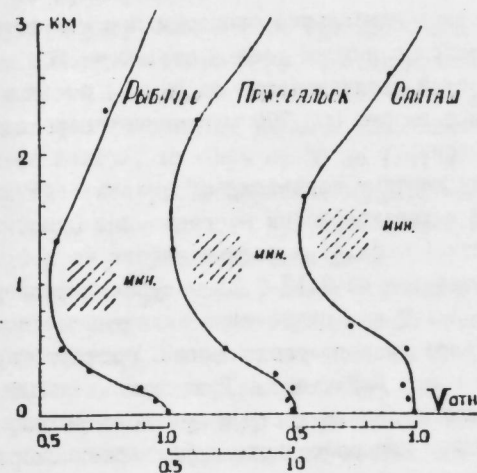


Рис.2. Средние вертикальные профили ветра при улане и санташе в относительных значениях скорости.

При санташе картина отличается только в деталях. В начале наблюдается постоянство скорости в слое 200 м (Пржевальск) или даже 500 м (Санташ), а затем, как и в Рыбачьем, быстрое ее убывание соответственно к высотам 1,3 и 1,5-1,7 км, в зоне которых наблюдается минимум, а затем переход к общециркуляционным потокам и рост скорости с высотой.

Если считать за крайнее положение верхней границы улана и санташа зону минимума скорости, то усредненно для улана она находится на высотах 0,8-1,2 км, а для санташа 1,0-1,4 км в районе Пржевальска и 1,2-1,6 км в районе перевала Санташ (на рис.2 эти условные зоны показаны штриховкой). Разумеется, при других критериях оценки положения верхней границы эти цифры могут быть значи-

только изменены. Так, за границу местных ветров можно взять в 200-300 м, а выше фактор стабилизации уменьшается и дисперсия соту перехода от резкого уменьшения скорости с высотой к зоне направлений увеличивается в зоне перехода к общециркуляционным потокам. Выше 1,5 км, где эти потоки преобладают, дисперсия снова уменьшается.

Асимметрия в этом нижнем слое (до 200-300 м) имеет значения $-5 \div -10$, что говорит о большом преобладании левых поворотов вектора ветра с высотой. Выше зоны 300 м величина А уменьшается до $-1,5 \div -3$. Аналогичный ход имеет эксцесс. Значения Е в нижних 200 м исключительно велики, меняясь от 50 до 115, что говорит о большой островежности в распределениях направлений. Выше 300-400 м Е уменьшается до значений 2,5 - 3,5, и только на высотах более 2-3 км эксцесс снова увеличивается до 7-15.

Эту картину подтверждает анализ хода коэффициента вариации скорости и характеристик направления. Относительная изменчивость скорости (табл.2) с ростом высоты во всех случаях закономерно увеличивается от 0,13-0,21 на уровне флага до 0,60-0,70 на уровнях 1,3-1,7 км, после чего величина С снова уменьшается. Но зона наиболее резкого увеличения С соответствует диапазону высот до 500 м для Рыбачьего и Пржевальска и 700 для Санташа, т.е. слое ослабления скорости в струе местного ветра, когда одновременно с увеличением или постоянством дисперсии скоростей происходит уменьшение их среднего уровня.

Коэффициенты асимметрии и эксцесса для улана на всех уровнях положительны и значительны по величине. Распределение скоростей резко правоасимметрично и островежно. Но с высоты более двух километров намечается тенденция к уменьшению асимметрии и островежности. При санташе вычисление коэффициентов А и Е имеет меньшую надежность; они принимают как положительные, и отрицательные значения, не обнаруживается при этом какой-либо законности. Исключение представляет только нижний 100-200-метровый слой, где они также положительны по обоим пунктам и значительны по величине.

Анализ высотного распределения значений рассчитанных статистик для направлений ветра при улане и санташе (табл.3) показал, что улан у земли имеет западное направление. Поэтому во всем 3-километровом слое потоки остаются в целом западными и величина β° находится в пределах $240-270^\circ$. Более показательным является изменение среднеквадратического отклонения направления с высотой. Величина β° в слое до 200 м находится в пределах $20-30^\circ$, а затем резко увеличивается до $50-60^\circ$ к высоте 500 м. Выше 1,3 км β° снова уменьшается до $40-45^\circ$. Это говорит о том, что орографически жестко ориентированная струя улана имеет мощность всего

в 200-300 м, а выше фактор стабилизации уменьшается и дисперсия направлений увеличивается в зоне перехода к общециркуляционным потокам. Выше 1,5 км, где эти потоки преобладают, дисперсия снова уменьшается.

Асимметрия в этом нижнем слое (до 200-300 м) имеет значения $-5 \div -10$, что говорит о большом преобладании левых поворотов вектора ветра с высотой. Выше зоны 300 м величина А уменьшается до $-1,5 \div -3$. Аналогичный ход имеет эксцесс. Значения Е в нижних 200 м исключительно велики, меняясь от 50 до 115, что говорит о большой островежности в распределениях направлений. Выше 300-400 м Е уменьшается до значений 2,5 - 3,5, и только на высотах более 2-3 км эксцесс снова увеличивается до 7-15.

Санташ, в отличие от улана, имеет у земли В и СВ направления. Поэтому при переходе к общециркуляционным потокам вектор ветра должен поворачивать с высотой, переходя на почти противоположные, юго-западные и западные направления. Эта картина наглядно прослеживается уже по средним направлениям (табл.3). Величина β° в слое с санташем в Пржевальске составляет около 85° , не меняясь до 300 м. Выше происходит закономерный переход вектора ветра на ЮЗ направление (на уровне 2,5-3 км) через южное. На перевале Санташ, в силу орографии местности, струя санташа преимущественно имеет СВ направление ($\beta^\circ = 55 \div 65^\circ$). Переход на юго-западные потоки через южное происходит здесь также начиная с высоты около 400-500 м и завершается на уровнях около 2,5 км и выше.

Величина β° при санташе мала в нижнем 200-300-метровом слое жесткой орографической ориентации струи ($13 - 25^\circ$), а выше увеличивается скачком до $70-100^\circ$. С высоты около 2 км происходит уменьшение β° вследствие завершения основного правого поворота на юго-западные потоки.

Характерно, что в Пржевальске А и Е положительны и велики в нижнем 300-400-метровом слое, тогда как на перевале Санташ это справедливо лишь для зоны 200-700 м. То, что А и Е малы в слое до 100 м, свидетельствует о том, что струя на перевале настолько жестко ориентирована вниз, что наблюдаются только очень небольшие колебания от среднего направления, имеющие симметричный характер.

В табл.4 рассмотренная картина дополняется данными о повторяемости направлений на различных высотах. Видно, что направле-

Таблица 3. Рассчитанные статистические характеристики направления ветра: $\bar{S}^{\circ}$ - среднее значение, S° - среднее квадратическое отклонение, A - асимметрия, E - эксцесс

Рыбачье - 1,66 км				Пржевальск - 1,72 км				Санташ - 2,32 км			
α , км	15°	16°	17°	α , км	15°	16°	17°	α , км	15°	16°	17°
фл	268	21	-10	116	фл	83	21	4,1	36	фл	54
0,10	268	23	-7	62	0,10	83	20	4,0	32	0,10	63
0,20	270	28	-6	52	0,20	85	26	3,8	23	0,20	65
0,34	264	53	-4	13	0,28	87	35	2,9	12	0,50	93
0,50	251	79	-2,1	3,6	0,50	111	72	1,3	0,5	0,68	110
1,34	238	77	-1,7	2,3	1,28	170	104	-0,3	-1,5	1,68	208
2,34	257	42	-1,7	7	2,28	213	82	-1,4	0,6	2,68	231
3,34	259	43	-2,9	14	3,28	242	67	-1,7	2,6	-	-

ния при улане у поверхности земли почти исключительно западные (97%). Но уже со 100 м ощутима повторяемость (около 5%) ЮЗ и СЗ румбов. Более того, появляется северный поток (10%). Выше 200 м западные потоки имеют повторяемость 40-50%, а ЮЗ - 12 + 28% и СЗ - 14 + 22%. Одновременно могут наблюдаться и все другие румбы (I - 7%). Причем заметную роль играют С и СВ направления (4-7%). Вполне возможно, что в Рыбачьем одновременно с основной струей "западного" улана у земли происходит более слабый обвал холода через высокие участки Кунгей Ала-Тоо с севера и северо-востока. Этот более слабый поток распространяется преимущественно поверху основной струи улана, почти не достигая земли. Конечно, это только вполне вероятное заключение, вытекающее из статистического анализа направлений ветра. Но это подтверждается тем, что, например, в районе поселка Чырпыкты, расположенного примерно в 30 км восточнее Рыбачье, сильные ветры имеют преимущественно СЗ направление по ориентации перевала и глубоко врезанной склоновой долины Кунгей Ала-Тоо.

В Пржевальске Санташ имеет СВ и В направления в нижнем 200-метровом слое, где их повторяемость составляет около 20% и 75 + 80%. Выше возникают все направления, а повторяемость СВ и В румбов быстро уменьшается и с высоты 1,3 км ЮЗ и З потоки (50%) начинают преобладать над СВ и В (35%). Но все же в нижнем 500-метровом слое СВ и В направления абсолютно преобладают (около 70%). Причем именно на этой высоте становится хорошо заметным поворот вектора по часовой стрелке, т.е. обычно начинается уход потока по направлению от характерного для санташа. На уровне 2,3 км повторяемость СВ и В потоков составляет только 10-12%.

На перевале Санташ у земли СВ потоки при санташе имеют повторяемость около 75%, а В - 20-25%. Но уже на 100 м повторяемость этих направлений составляет 60-40%. С 500 м появляются все направления, хотя по-прежнему СВ составляет около 50%, а В около 30%. Выше 1,5 км абсолютно преобладающими становятся ЮЗ и З румбы (70%), а на долю СВ и В приходится всего 10%. К уровню 2,5 км СВ и В потоки практически исчезают.

Таким образом, улан и санташ в Иссык-Кульской котловине в форме хорошо выраженных струй захватывают слой до 300-500 м, а на перевале Санташ - до 700 м; скорость по величине в среднем $0,6 + 0,7 \text{ м/с}$.

Таблица 4. Повторяемость направлений ветра (%) на различных высотах

Высота, км	Направление							
	С	СВ	В	ДВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Рыбачье - 1,66 км								
фл	<1	-	-	-	-	1	97	1
0,10	1	-	-	-	-	6	89	4
0,20	1	-	-	-	-	5	86	8
0,50	7	4	2	1	1	12	51	22
1,34	6	4	4	2	2	26	40	17
2,34	2	-	1	1	4	23	49	14
Пржевальск - 1,72 км								
фл	-	19	80	-	-	1	-	-
0,10	-	20	78	1	-	1	-	-
0,20	1	21	73	3	-	1	1	-
0,50	3	24	44	7	5	10	5	3
1,28	8	22	11	3	2	23	26	5
2,28	5	3	9	3	5	26	44	5
Санташ - 2,32 км								
фл	1	77	22	-	-	-	-	-
0,10	1	60	39	-	-	-	-	-
0,20	1	58	38	2	1	-	-	-
0,50	3	51	31	2	2	4	4	3
1,68	5	5	6	7	4	34	35	4
2,68	4	1	1	2	7	37	46	2

Максимальные скорости обычно наблюдаются у поверхности земли или в нижнем слое не более 100 м в районе Рыбачьего, а 300 м - Пржевальска и 500 м - на перевале Санташ.

Выше этих уровней скорости ветра в струе с уланом и санташем резко убывают и достигают минимума в зонах Рыбачье - 0,8-1,2 км, Пржевальск - 1-1,4 км и Санташ - 1,2-1,6 км.

Затем начинается рост скорости, связанный с переходом общециркуляционным потокам средней и верхней тропосферы.

Западное направление ветра в слое с уланом начинает дисперсировать с высоты 500 м. Но преобладание западных румбов (ЮЗ, З и СЗ) сохраняется во всем слое до 3 км (не менее 80-90%). Характерно, что в зоне 0,5-1,5 км С и СВ румбы составляют около 10%.

При санташе северо-восточное и восточное направления начинают дисперсировать выше 200 м в Пржевальске и 500 м на пер. Санташ, когда появляются все румбы. Но при этом преобладающим механизмом является поворот к западным направлениям по часовой стрелке через юг. Абсолютно преобладающими западные потоки становятся начиная примерно с 1,5 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Климат Киргизской ССР.- Фрунзе: Илим, 1965.
2. КОНОНОВА Н.К. К вопросу о холодных вторжениях в районе Иссык-Кульской котловины зимой // Метеорология и гидрология, № 1.- М., 1958.
3. ЖУКОВ Н.Н. Зона ураганных ветров на западном побережье озера Иссык-Куль // Сб. работ Фрунзенской ГМО.- Фрунзе, 1964.- Вып. I.
4. ПОДРЕЗОВ О.А. Ветер Иссык-Кульской котловины Санташ // Метеорология и гидрология, № 6.- М., 1965.
5. ПОДРЕЗОВ О.А. Режим сильных ветров в Иссык-Кульской, Кочкорской и Каракуджурской котловинах // Тр. САНИГМИ, Вып. 23(38). - Л., 1965.
6. ПОДРЕЗОВ О.А., СОБОЛЕВА Р.А., ЧЕБАН В.А. Ветровые нагрузки на ЛЭП в зоне развития штормового ветра улан // Вопросы энергетических ресурсов Киргизии.- Фрунзе: Илим, 1970.
7. ПОДРЕЗОВ О.А. Региональные исследования опасных для технических сооружений экстремальных температур, давления и плотности воздуха, скорости ветра и гололедных явлений на территории Тянь-Шаня // Тр. САНИГМИ, вып. 38(119). - Л., 1976.
8. РЯГУЗОВ В.Н. Штормы озера Иссык-Куль // Метеорология и гидрология в Узбекистане.- Ташкент: Изд. АН Узб. ССР, 1955.
9. СУЛТАНБАЕВ М.О. О прогнозе сильных ветров улан на озере Иссык-Куль // Тр. САНИГМИ. Вып. 59(74). - Л., 1971.

ФОРМИРОВАНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ МОРЕН В БАССЕЙНЕ р.КОЙЛУ

Целью данной работы является выявление характера пространственного распространения морен на ледниках. Изучение площади распределения морен позволяет получить важную информацию о различных гляциологических процессах. Эта информация позволяет судить о динамике и колебаниях ледников. Кроме того, ледниковые отложения могут служить для реконструирования древнего оледенения. Необходимо знать о формировании и распределении ледниковых отложений и для практики геоморфологического картирования и корреляции морен с другими генетическими типами. Надо заметить, что морены нередко являются источником формирования селевых потоков поэтому данные о ледниковых отложениях имеют актуальное значение при прогнозировании селевой опасности. Морены могут служить сырьем для строительства различных технических сооружений. Особо следует отметить, что морены на ледниках являются плохими проводниками тепла и поэтому предохраняют нижележащий лед от таяния. Специальные исследования в ряде горно-ледниковых районов позволили выявить, что темпы абляции льда зависят от мощности каменного чехла. Если абляция чистого льда составляет 4,5 см/сут., то при мощности морены 5 см она меньше - 3 см/сут., а если чехол достигает мощности 20 см - менее 1 см/сут. /5/.

Автором были изучены ледники бассейна р.Койлу путем дешифрирования аэрофотоснимков, проведены расчеты на топокарте, позволяющие представить площадное распределение морен, а также выделить отдельные генетические типы ледниковых отложений: покровные (средние и боковые), отложенные (современные фронтальные и древние) морены.

На снимках хорошо различаются поверхностные и отложенные морены. Измерения площади морен проводились при помощи палки с квадратными ячейками площадью 1 м². Анализ материалов АЗСССР /3/ о распределении и площадях морен в бассейне р.Койлу (на примере долины р.Моло и Орой-Суу).

Бассейн р.Койлу является правой составляющей р.Сары-Джаз. Долина р.Койлу лежит между хребтами Койлу-Тоо и Терской Ала-Тоо, которые имеют широкое простираание (рис. 1). Хребет Терской Ала-Тоо с севера отделяет бассейн р.Койлу от Иссык-Кульской котловины. В пределах рассматриваемого района хребет вытянут с запада на восток на 40 км. Средняя высота водораздельного гребня около 4500 м. Отдельные вершины поднимаются до 5000 м, а высшая точка - 5020 м и расположена в верховьях р.Караколтор /3/. На южном склоне Терской Ала-Тоо находятся крупные долинные и небольшие височные, каровые ледники. Большинство этих ледников имеет крутую экспозицию. Как правило, крупные долинные ледники приурочены к наиболее приподнятым участкам водоразделов, а височные и каровые ледники находятся в зоне меньших абсолютных высот, располагаясь на склонах поперечных отрогов.

К югу от хребта Терской Ала-Тоо, отделяясь от него долиной р.Койлу, почти параллельно тянется на 60 км хребет Койлу-Тоо, являющийся западным продолжением хребта Сары-Джаз. Средняя высота хребта Койлу-Тоо 4700 м, высшая точка - 5203 м расположена в западной части хребта. Пологий северный склон хребта Койлу-Тоо прорезан поперечными троговыми долинами длиной 5-7 км. Такие трог Кара-Тор, Ашу-Тор, Борду-Тор, Орой-Суу и др. Относительный врез этих долин достигает 1-1,8 км. Верховья их заняты ледниками /3/.

Для сопоставления ледников различной экспозиции и выявления закономерностей распределения морен нами рассматриваются в данной статье ледники долин рек Моло (№ 1-16) южной и Орой-Суу (№ 135-138) северной экспозиции.

Долина р.Моло представляет собой типичный трог, ориентированный на юго-восток (рис. 2). Ледники сосредоточены преимущественно на левом склоне долины, несмотря на то, что этот склон имеет юго-западную экспозицию. Такое распределение ледников объясняется тем, что водораздельный гребень на левобережье р.Моло лежит в среднем на 300 м выше, чем на правобережье.

Ледники левого склона имеют хорошо развитые конечно-моренные гряды, причем концевые части языков уже "оторвались" от внутреннего основания морен. Часто среди нагромождений конечных морен встречаются озера, расположенные в крутосклонных термокарстовых воронках. Под моренами, очевидно, скрыт погребенный мертвый лед /3/.

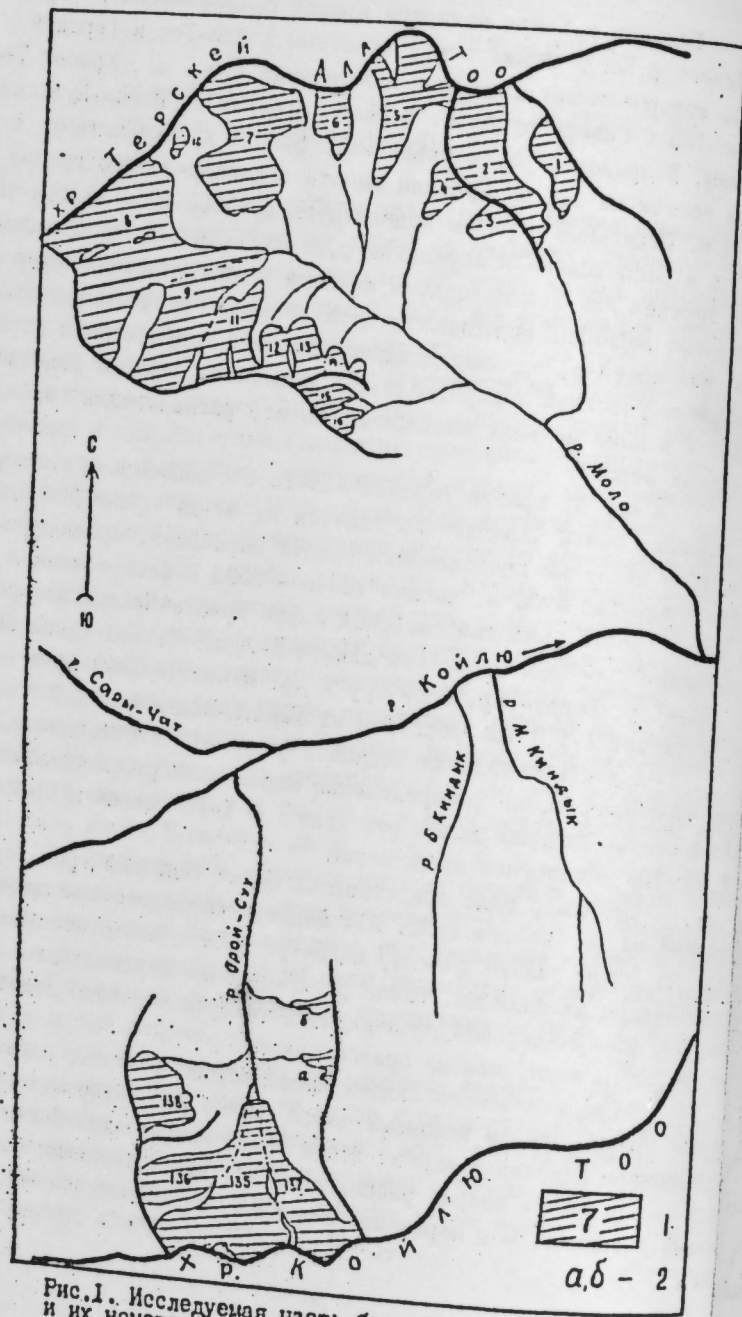


Рис.1. Исследуемая часть бассейна р.Койлу: 1-ледники и их номера по КATALOGу ледников СССР; 2 - ледники, не входящие в КATALOG ледников

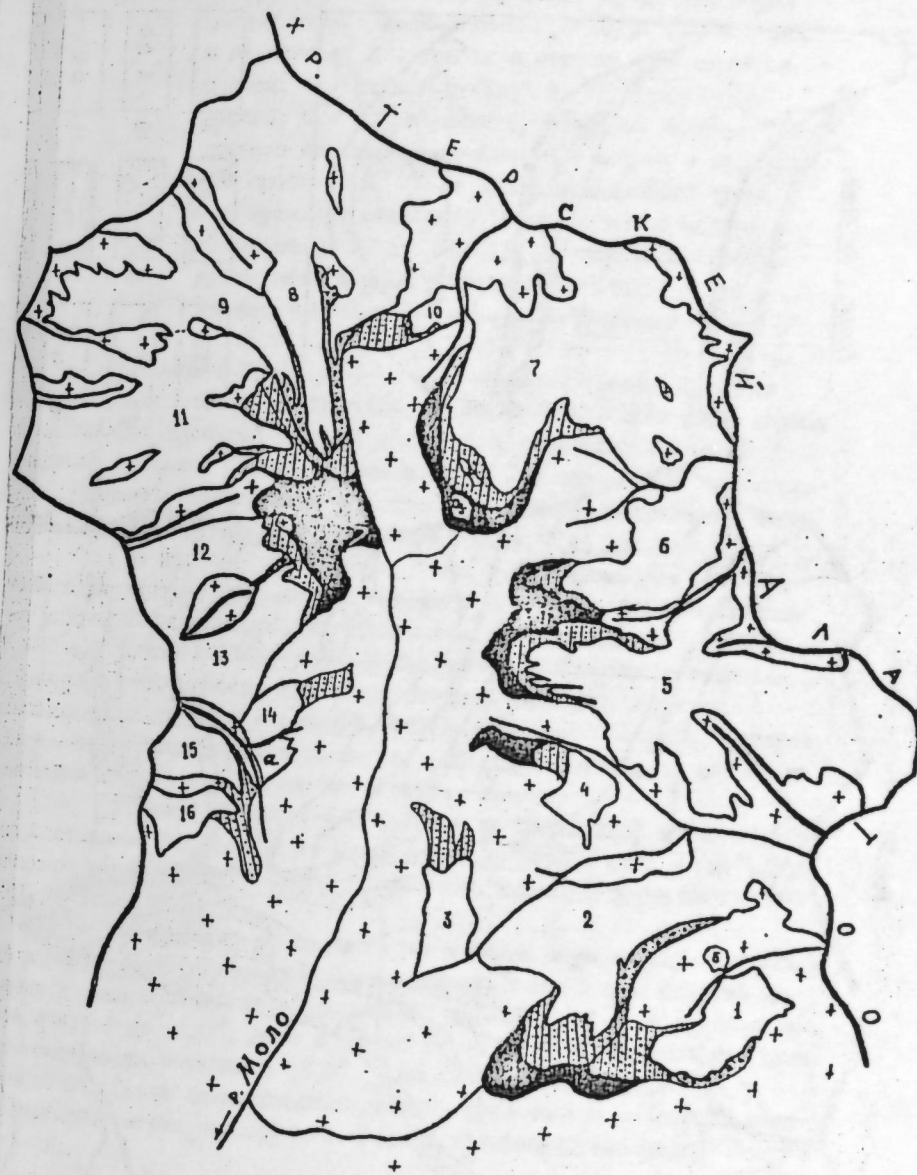


Рис.2. Распространение морен на ледниках в долине р.Моло. Условные обозначения см. на рис.3

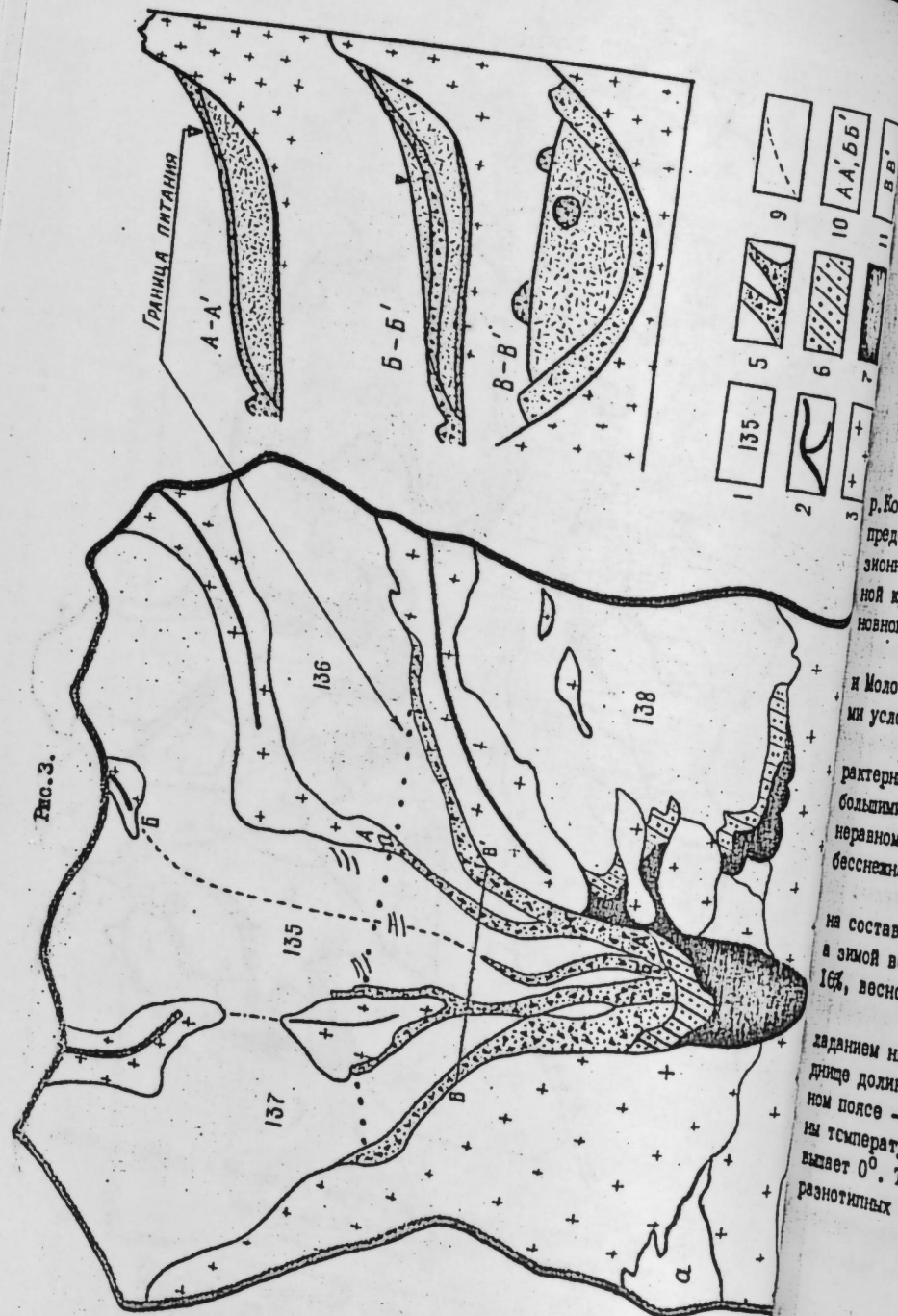


Рис. 3. Распространение и формирование срединных морен на ледниках в долине реки Орой-Суу: 1 - ледники и их номера; 2 - хребты и строг; 3 - коренные породы; 4 - реки и ручьи; 5 - поверхностные морены; 6 - современные фронтальные морены; 7 - древние отложенные морены; 8 - ледник в продольном профиле; 9 - пути внутриледникового транспортирования обломков; 10 - срединные морены и их продольные сечения; 11 - поперечное сечение языка ледника; 12 - граница питания; а-б - ледник, не входящий в Каталог ледников СССР

Долина р. Орой-Суу (одного из самых правых притоков р. Койлу) расчленяет северный склон хр. Койлу-Тоо. В верховьях долина представляет типичный трог, а в низовьях осложнена молодыми эрозионными врезами. Склоны долины р. Орой-Суу отличаются значительной крутизной. Современное оледенение в долине представлено в основном крупными долинными ледниками (рис. 3).

На примере типичных ледников в бассейнах рек Орой-Суу и Моло рассмотрим современное оледенение в связи с климатическими условиями гляциально-нивального пояса Центрального Тянь-Шаня. Климатические условия бассейна р. Койлу имеют свои характерные особенности. Здесь преобладают низкие температуры с большими амплитудами колебаний, малое количество осадков, которое неравномерно распределяется по сезонам года, длительная морозная бесснежная зима и короткое лето с заморозками.

Годовое количество осадков (по ГМС Койлу) данного района составляет 346 мм / 7 /. Максимум осадков выпадает летом - 59%, а зимой всего 4% от годового количества. Осенью осадки составляют 16%, весной - 21%.

Термический режим бассейна р. Койлу характеризуется преобладанием низких температур. Среднегодовая температура воздуха на днище долины составляет в среднем за год 2,1° / 8 /, а в гляциальном поясе - до 12,0°. Даже в теплый период года, когда на дне долины температура воздуха + 10,0°, выше снеговой линии она едва превышает 0°. Такие климатические условия сказываются на образовании разнотипных морен на ледниках. Резкие колебания температуры возду-

ха (около 0°C) и связанные с ними многократные фазовые переходы увеличивают интенсивность выветривания горных пород со смешивается внутренняя и донная морена за счет выдавливания верхнего слоя льда.

Образование морен и скопление моренного материала в них частях ледников является непосредственным результатом деятельности ледников. Формирование морен разных генетических типов в зависимости от морфологического типа ледников связано с многочисленными факторами. Главные из них – климатические условия, геологическое строение ледникового бассейна, морфологический тип, мощность и площадь ледника, экспозиция и другие. Кроме этих факторов, следует особо отметить, большую роль в отложении горных пород играет механизм ледниковой аккумуляции (абразия).

Распределение обломочного материала на поверхности ледников зависит от типа оледенения, условий существования ледника и также плановой конфигурации ледосбора (рис.3). Поэтому на этих ледниках чаще встречаются боковые морены, протягивающиеся вдоль бортов.

Поверхностные (срединные) морены, как указано выше, встречаются не у всех ледников. В большинстве случаев у ледников карового и карово-висячего типа эти морены отсутствуют или незначительны. Они характерны для ледников долинного и, особенно, сложно-долинного типа. Для иллюстрации нами представлена принципиальная модель формирования срединных морен (рис.3).

Следует иметь ввиду два принципиально различных случая. Первый из них имеет место, когда источник обломочного материала располагается ниже границы ледника (рис.3 А-А^I). В этом случае обломки, ссыпавшиеся на ледник, транспортируются исключительно по его поверхности, и морены в виде четких полос прослеживаются на всем протяжении ледниковых языков – от скальных выступов до края ледника / 2 /. Примером этому служит ледник Орой-Суу № 135-136 / 2 /. Здесь нунатак, торчащий между ледниками № 135-136, поставил обломочный материал, который прослеживается на всем протяжении ледникового языка.

Другой тип образуется, когда источник обломочного материала находится выше границы питания. При этом ссыпавшиеся на ледник обломки погружаются внутрь ледника и вытесняются на его поверхность только в области абляции (рис.3. Б-Б^I). Оказалось, что длина срединных морен непосредственно зависит от удаленности от ледникового выступа, от границы питания ледника / 2 /. Нельзя забывать

что срединные морены являются только поверхностными и к ним приурочены внутренние и донная морена за счет выдавливания верхнего слоя льда.

Ледники бассейнов рек Моло и Орой-Суу имеют хорошо развитые пространственные поверхностные морены, приуроченные к ледникам долинного и сложно-долинного типа. Попробуем выявить формирование и распределение морен в зависимости от морфологических типов ледников, тип – долинный и сложно-долинный.

В долине р.Орой-Суу находятся четыре ледника (рис.3). Из них только № 138 самостоятельный, а остальные представляют единый ледник сложно-долинного типа. Эти ледники (№ 135-136-137) имеют одинаковую северную экспозицию. В области абляции четко прослеживаются поверхностные (срединные и боковые) морены, в Каталоге ледников СССР / 3 / ледники Орой-Суу (№ 136-137) и Моло (№ 8-9-11) даны как отдельные долинные, карово-висячие ледники, образовавшиеся в области аккумуляции за счет продуктов выветривания (обрушения и ссыпания) горных пород со склонов водоразделов, а также нунатаков, расположенных в районе слияния ледников-притоков. В фирновой области обломочный материал, за исключением отдельных крупных глыб, быстро поглощается снегом. Выходя наружу, в области абляции срединные морены продолжают двигаться, как по ленте конвейера. Скорость движения морен соответствует поверхностной скорости ледника. Поверхностные морены этих ледников являются границей между ледниками № 135 (в середине), № 136 (с левой стороны) и № 137 (с правой стороны). Такая картина характерна и для ледников долины р.Моло (№ 8-9-11).

Эти процессы объясняются тем, что водораздельные гребни гор расположены между ледником и ледниками-притоками в фирновой зоне; последовательное слияние полос поверхностных морен, создавая мощный вал ниже слияния ледников-притоков, ограничивает главный ледник от ледников-притоков (рис.3). На сложно-долинном леднике Моло потоки притоков, разграниченных моренами, в профиле имеют ступенчатый характер с высотой превышения одного над другим в 50 м.

На конце языков ледника боковые и срединные морены отнесены основным потоком льда, сливаются и образуют мощный моренный чехол. Такое отеснение поверхностной морены у слияния ледников и образование моренного чехла на конце языка свидетельствует о ло-

кальном увеличении подачи массы льда основным потоком через лед
пад.
Закономерности образования
ных морен.

Законмерности образования и распределения поверхностных морен можно использовать и для выявления тенденций развития оледенения. Так, в период активизации ледника, когда его граница питания смещается вниз, расстояние между источником сноса обломочного материала и местом его вытаивания на поверхности ледника увеличивается, что соответственно отражается и на протяженности видимых отрезков срединных морен. При деградации оледенения граница питания ледников повышается и соответственно сокращается расстояние между местами отрыва обломков и их вытаивания на поверхности ледника. При этом площадь чехла поверхностной морены должна увеличиться / 6 / .

В конечном итоге

В конечном итоге, при деградации оледенения все покровные морены преобразуются в отложенную морену за счет засыпания основной, донной морены у конца ледниковых языков. В результате смещения покровной морены к основной у ледникового края образуются дуги фронтальной морены. В изучаемом районе их мощность достигает 40-45 м на расстоянии от 100 до 700 м / 3 /. В большинстве случаев эти моренные дуги формируют (блокируют) ледниковые оверы (пример ледников № 2-7-8-II), которые являются потенциальными очагами селевых потоков.

у ледников карового и карово-висячего типа поверхностные морены в большинстве случаев отсутствуют или незначительны. Следует отметить, что каровые и карово-висячие ледники в основном имеют небольшие площади оледенения, большую крутизну обрамляющих откосов; конфигурация ледосбора не способствует образованию морен. Не имея притоков, поверхности большинства морен бывают чистые и лишь на конце языков незначительно загрязнены.

Другой случай - упавшие кары. Они встречаются в основном в виде моренных конусов, которые являются потенциальными источниками лавин, которые являются потенциальными источниками лавин.

Другой случай - упавшие камни со скал сразу же погружаются во внутрь ледового тела через бергштрунд. Изучая каровые ледники мы пришли к выводу, что когда каровый ледник имеет длину около 1,5 км с площадью 0,5 км², срединные морены не формируются (пример каровых ледников №№ 3,4,6,10,13,14 бас. р.Моло). Но у карового ледника № 138 (бас.р.Орой-Суу), имеющего длину 1,5 км с площадью 0,9 км², поверхность чистая, лишь конец языка слабо загрязнен мореной. Здесь полосы поверхностных морен отсутствуют.

В табл. 1,2 показано распределение по

В табл. 1, 2 показано распределение по площадям разл.

Таблица 1. Общое следение пространственного распределения морен

Исследования пространственного распределения морен																
№	Морфологический тип, экспоз.	Наибольшая длина, км	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	Площадь льдинок южной части	
																Площадь льдинок южной части
1	Каровый D	1,8	1,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
2	Долинный DV	3,6	3,6	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
3	Каровый D3	1,2	1,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
4	Каровый D3	0,8	0,8	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
5	Высший долинный D3	3,0	3,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
6	Каровый D	1,2	1,2	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
7	Высший долинный DV	3,3	3,3	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9
8	Долинный B	5,0	5,0	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9	5,9
9	Долинный СВ	2,2	2,2	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
10	Каровый D	0,7	0,7	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
11	Каровый C	1,9	1,6	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
12	Каровый C	1,2	1,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
13	Каровый C	1,0	1,0	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I4 Каровый С		1,2	1,2	1,2	0,3	0,3	-	-	-	-	0,22	-	0,22	0,22
I5 Карово-висячий ДВ		1,9	1,9	1,9	0,7	0,7	-	0,03	0,02	0,05	0,22	-	0,22	0,27
I6 Висячий долинный СВ		0,9	0,9	0,9	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма		21,9	21,2	0,28	0,84	0,29	1,41	3,14	2,62	5,76	7,17			
I35 Сложно-долинный С	Вас. р. Орой-Суу	4,2	4,0	4,7	4,1	0,09	-	-	-	-	-	-	-	-
I36 Долинный С		2,4	2,1	1,4	1,2	-	-	0,28	0,28	-	-	-	-	-
I37 Долинный С		4,4	4,2	2,1	1,5	0,52	-	0,42	0,94	0,15	0,57	0,72	-	-
I38 Каровый В		1,5	1,3	0,9	0,7	-	-	-	-	-	0,21	0,27	0,48	-
Сумма		9,1	7,5	0,61	-	-	-	0,70	1,31	0,36	0,84	1,20	-	-

Примечание: 1. Морена едина для ледника I5 и I6; 2. Морена едина для ледника I35 и I36

ных типов ледниковых отложений по долине р. Моло. Формирование и распределение морен в данном районе зависит от следующих факторов: морфологического типа, длины и площади ледника. При общей площади долины р. Моло - $77,5 \text{ км}^2$ ледниками занято $21,9 \text{ км}^2$, что составляет 28,3%. Из шести морфологических типов господствуют сложно-долин-ные ледники (три ледника) площадью $8,2 \text{ км}^2$ (28,8%). Чем больше площади ледников, тем больше соответствующие им морены различных типов. Общая площадь морен на ледниках составляет $1,41 \text{ км}^2$ или 1,82% от общей площади долин, а отложенные морены занимают $5,76 \text{ км}^2$.

В долине р. Орой-Суу ледниками занята $9,1 \text{ км}^2$ или 32% от общей площади долины ($28,4 \text{ км}^2$). Поверхностные морены занимают $1,31 \text{ км}^2$, что составляет 4,6%. Общая площадь ледниковых отложений составляет $3,51 \text{ км}^2$ или 12,4% (табл.3).

Давно замечено, что экспозиция играет большую роль в существовании ледников. В долине р. Орой-Суу (рис.4) ледники в основном расположены на северной экспозиции, которая составляет $8,2 \text{ км}^2$, а морены занимают $2,03 \text{ км}^2$. На восточной экспозиции площадь ледника составляет $0,9 \text{ км}^2$, а отложенная морена занимает $0,48 \text{ км}^2$. Для ледников бассейна р. Моло характерны шесть экспозиций (из восьми главных). Наиболее распространена восточная экспозиция, имеющая площадь оледенения $7,8 \text{ км}^2$. По величине площади ледник восточной экспозиции занимает второе место ($5,9 \text{ км}^2$). Остальные экспозиции имеют площадь около 3 км^2 .

Отсутствие ледников в долинах рр. Моло и Орой-Суу, на западной и северо-западной экспозициях объясняется тем, что перенесенный во время метелей снег аккумулируется в ветровой тени на восточной экспозиции.

В ходе работ, кроме вышеуказанных ледников на правом склоне долины р. Орой-Суу, нами обнаружено еще два ледника площадью около $0,3$ и $0,2 \text{ км}^2$ (рис.3). В каталоге ледников / 3 / они не упоминаются. Более того, в каталоге приводится обоснование невозможности существования оледенения на правом склоне (западная экспозиция) р. Орой-Суу, в районе рассматриваемых нами ледников.

Небольшой ледничок площадью $0,1 \text{ км}^2$ обнаружен нами в долине р. Моло на правом склоне (восточная экспозиция). Нам удалось выявить несоответствие фактических площадей ледников № 1 и № 2 в бас. р. Моло, приведенным в каталоге. Так, площадь ледника № 1 по каталогу составляет $3,2 \text{ км}^2$, фактическая же площадь этого ледника

Таблица 2. Площади ледников и морен в бассейне р. Моло (км² и %) при общей площади долин 77,5 км²

Типы ледников		Долинные	Сложно-долин.	Каровые	Карово-висячие	Висячие долин.	Сумма	
Количество		1	3	8	1	3	16	
Площади ледн. км ²		3,2	8,2	3,5	0,7	6,3	21,9	
	%	4,13	10,58	4,52	0,9	8,13	28,26	
Морены	Поверхностные км ²	0,18	0,60	0,17	0,05	0,41	1,44	
		%	0,23	0,77	0,22	0,06	0,53	1,81
	Отложенные км ²	0,94	0,84	2,62	0,11	1,25	5,76	
		%	1,21	1,08	3,38	0,14	1,61	7,42
	Общая км ²	1,12	1,44	2,79	0,16	1,66	7,17	
		%	1,44	1,86	3,60	0,21	2,14	9,25

Таблица 3. Площади ледников и морен в бассейне р. Орой-Суу (км² и %) при общей площади долин 28,4 км²

Тип ледников		Каровый	Сложно-долин- ный	Сумма
Количество		1	3	4
Площадь км ²		0,9	8,2	9,1
		%	28,87	32,03
М о р е н ы	Поверхностные км ²	-	1,31	1,31
		%	4,64	4,64
	Отложенные км ²	0,48	0,72	1,20
		%	2,53	4,22
	Общая км ²	0,48	2,03	2,51
		%	10,66	8,83

- 0,8 км². Площадь ледника № 2 равна 3,2 км², по каталогу - 0,8 км².

Итак, изучив роль морфологических типов ледников и экспозиции в формировании и распределении морен различных типов, мы пришли к выводу, что ледники сложно-долинного и долинного типа с большими площадями в рассматриваемом регионе имеют наиболее благоприятные условия для формирования морен различных типов.

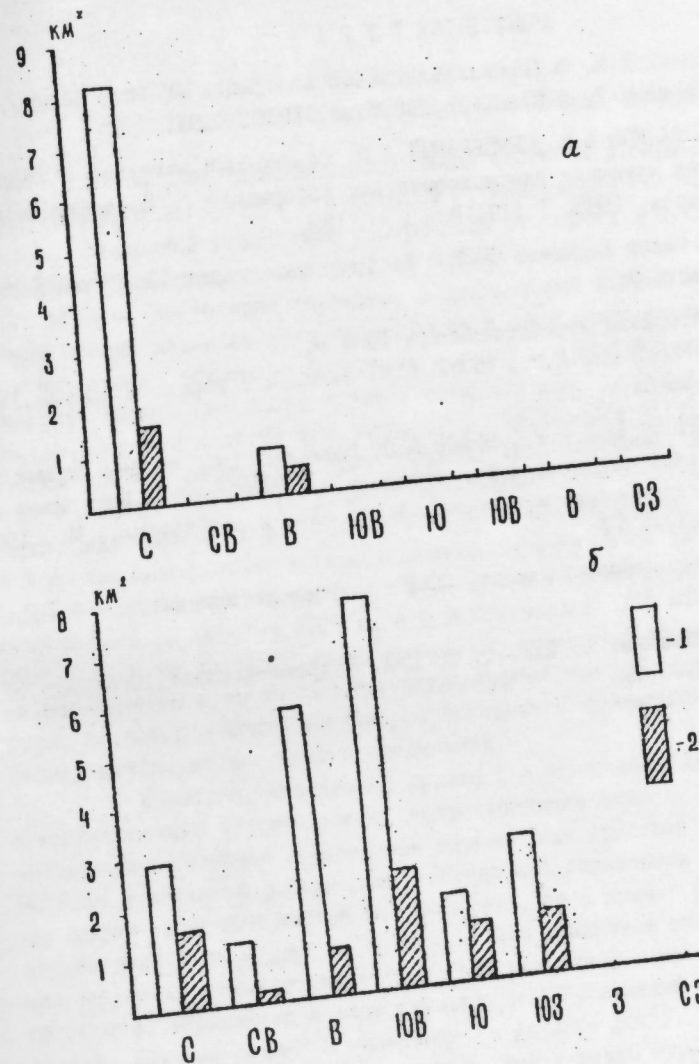


Рис. 4. Диаграмма распределения общей площади оледенения и морен по экспозициям в бассейнах рек Орой-Суу (а) и Моло (б): 1 - ледники; 2 - морены

ЛИТЕРАТУРА

1. БАКОВ Е.К. О формах ледниковой экзарации на Тянь-Шане // Оледенения Тянь-Шаня.- Грозне: Илим, 1976.- С.81.
2. КОТЛЯНОВ В.М., СЕРЕБРЯНИЙ Л.Р. Обломочный материал в ледниках как источник гляциологических информации // Известия ВГО.- Наука, 1985. Т.117.- Вып.2.- С.122.
3. Каталог ледников СССР - Л.: Гидрометеиздат, 1966. Т.14.- Вып.2.- Часть 7.
4. Материалы аэрофотоснимков 1978 г.
5. СЕРЕБРЯНИЙ Л.Р., ОРЛОВ А.В. Ледники в горах.- М.: Наука, 1985.- С.56-61.
6. СЕРЕБРЯНИЙ Л.Р., ОРЛОВ А.В. Поверхностные морены горных ледников: закономерности строения и формирования. Материалы гляциологических исследований: хроника и обсуждения.- М., 1984, № 51.- С.79.
7. Справочник по климату СССР.- Л.: Гидрометеиздат, 1969.- Вып.32.- Часть IV.
8. Справочник по климату СССР.- Л.: Гидрометеиздат, 1966.- Вып.32.- Ч.II.- С.45.

Е.К.БАКОВ

О МАКСИМАЛЬНОЙ ГРАНИЦЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЕРХНЕ-ПОДТОЩЕНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАССЕЙНЕ р.САРЫ-ДЖАЗ

Вопросам древнего оледенения бассейна р.Сары-Джаз посвящена обширная литература / 4,22,8,29 /. Наибольшая сохранность ледниковых отложений в бассейне р.Сары-Джаз относится к последнему, позднеплейстоценовому оледенению. Однако и их сохранность не во всех долинах достоверно выражена: в долинах рек Койлю, Инильчек следы бывших ледников ярко проявляются в виде конечных морен, трогов, ярусных долин, боковых и береговых морен, а в долинах рек Ак-Шийрак, Уч-Кель, Каинды они дешифрируются с трудом или "отсутствуют" полностью. Понятен поэтому тот разброс в определении местоположения концов древних ледников в этих долинах. Так, например, А.Осмонов / 22 / констатирует, что древний пра-ледник Семенова (верховья р.Сары-Джаз) спускался до отметки 2930 м, а М.Фридрихсен, Демченко / 8 / отмечали древние морены в долине Сары-Джаза на высоте 2130 м. Л.Г.Бондарев / 4 / считает, что в долине р.Уч-Кель древний ледник оканчивался на высотах 2900 м, а Е.В.Максимов / 18 / - на отметке 2450-2500 м не доходя 8 км до долины Сары-Джаза. В данных долинах не наблюдается ярко выраженных скульптурных или аккумулятивных форм, по которым можно достоверно определить их местоположение в период максимума последнего оледенения.

Известно, что самыми яркими (и основными) диагностическими признаками максимального распространения ледника вниз по долине являются конечная и береговые морены или троговая форма долины. Но если в верховьях р.Сары-Джаз кое-где прослеживаются следы береговых морен (конечная морена отсутствует), то в долине р.Уч-Кель - отсутствует и то и другое. Поскольку нет признаков отложений древним ледником аккумулятивных форм, то, возможно, есть признаки деятельности, выраженные в виде скульптурных проявлений - трогов, их "плечей", ярусных долин? К сожалению, в долинах рек Уч-Кель, Каинды, Борколдой и эти признаки затухают. Как в таком случае установить границу максимального продвижения древнего ледника? Главным признаком, указывающим на эту границу, может служить ригель-форма экзарации ледника. По поводу экзарационной способности ледников существует обширная литература, анализ которой проведен в нашей ранней статье / 2 /. Во-первых, что такое ригель? По трактовке И.С.Шукина / 31 /, а также

"Гляциологического словаря" / 7 /, ригель - это "поперечный скалистый уступ на дне ледниковой долины, образующийся в месте выхода твердых пород или при переуглублении долины, вызванном усиленной деятельностью слившихся в данном месте ледников" / 31, с.383 /. Согласно этому определению, ригель может быть приурочен только к месту, расположенному выше слияния ледников, так как усиливающаяся экзарационная способность проявляется ниже этого места. Однако конкретные примеры показывают, что это не совсем так. Нами, например, обнаружен сложенный легко разрушаемыми породами (глинистыми сланцами) ригель у конца современного ледника Южный Иныльчек, в 6 км ниже ближайшего бокового притока, его лед в общей массе ледника занимает не более 1/30 части, что говорит о слабом влиянии этого притока на ледник; вряд ли следует ожидать большого усиления эродирующей способности от ледника в целом. По-видимому, подобный ригель находится подо льдом ледника Федченко / 3 /, где ближайший приток - ледник Бивачный, расположен в 8 км выше расположения ригеля. Чуть ниже конца ледника Каинды река пропиливает ригель в коренных породах, хотя до ближайшего крупного притока слева более 5 км / 8 /. Ригели обнаруживаются в приконцевых частях и более мелких долинных ледников после их отступления, как, например, на леднике Сапожников на Алтае / 23 /.

Следует заметить, что ригельные образования обнаруживаются не только непосредственно у самых концов современных ледников. Почти все гляциогеографы отмечают ступенчатый характер продольного профиля ледниковых долин / 13 /. И, как справедливо заметил по этому поводу Л.С.Троицкий / 28 /, для типичных ледниковых трогов характерны ступенчатые продольные профили, формирующиеся в результате наличия в них конечных морен, участков холмисто-моренного рельефа и ригелей. Причем надо заметить, что местоположение последних самое различное и не обязательно приурочено к месту слияния притоков. Так, древняя морена Катунского ледника (Алтай) / 12, 13 / находится в 300 м выше падения р.Кангал и лежит на обратной стороне ригеля на высоте 1750 м; а в долине р.Чуи, вблизи устья Куэктапор, расположен ряд ярко выраженных моренных гряд высотой до 15 м; они на протяжении 300 м лежат на коренных породах (глинистых сланцах), которые так же, как и в долине Иныльчека, совершенно не деформированы. Вторая морена / 5 / в долине р. Чилик (сев. Тянь-Шань) залегает на выступе коренных пород (ригеле), который расположен ниже впадения р. Тогуз -

Тарау (бокового притока). Третья морена в этой же долине также лежит на ригеле, пропиленном рекой на глубину 60-70 м. А Е.В.Максимов / 15 /, рассматривая картину деградации массива Арагац (Армения) отмечал, что в долине р. Диличай одна из стадийных морен высотой до 40 м перегораживает долину (притоков вблизи нет), а из под морены выступают остатки ригеля; сама морена тянется вдоль реки на 600-700 м вверх. Река пропилила себе путь в этой морене и подстилающих ее лавах. Другая морена в этой же долине расположена сразу же за впадением р.Кахцерчур, а в 2 км выше по течению перегорожена распиленным рекой ригельно-моренным валом высотой 60-80 м. Этот же автор / 14, 17 /, анализируя размещение конечных морен в Киргизском хребте, отмечал, что конечные морены в большинстве случаев связаны с ригельными уступами. Так, например, древний ледник, в долине р.Ала-Арча при выходе из гор во впадину Байтык, несколько ниже впадения р.Кадырберды, перегорожен ригелем высотой 30-50 м, сверху перекрытым мореной, а в 2-3 км выше находится еще один ригель, к которому подходит мощный моренный вал (крупные притоки отсутствуют). В бассейне р.Сары-Джаз так же имеется ряд характерных признаков расположения ригелей в различных долинах. Так, ригель, приуроченный к устью р.Иныльчек, маркирует положение предмаксимального продвижения древнего ледника в этой долине, причем ближайший приток его находится в 40 км (1) выше этого места. В этой же долине, несколько ниже впадения р.Ат-Джайлоо, на правом борту долины находятся остатки еще одного крупного ригеля, который сверху перекрыт типичными ледниковыми отложениями. Крупный ригельно-моренный комплекс расположен в средней части р.Койлю, напротив впадения в нее слева р.Сары-Чат, а справа - Оройсу (рис. 1). Здесь ригель расположен как раз в месте схождения трех долин. Река пропиливает гранитоиды на глубину 15 м; сверху гранитоиды прикрыты чехлом морены толщиной 25-35 м, который от этого места тянется вверх по долине почти на 2 км. Аналогичный комплекс находится и в верховье р.Сары-Джаз на месте стыка двух крупных притоков - собственно верховий р.Сары-Джаз и его левого притока - Адиртора. Причем ригель, с отложенной на нем мореной, приурочен как к устью одной реки, так и другой. Следует заметить, что в долине р.Койлю, в ее устье имеется также мощный моренный комплекс, описанный Р.Д.Забировым / 11 /. Приведенные примеры показывают, что местоположение ригелей в ледниковой долине может быть самым разнообразным. Поэтому более

приемлемым определением понятия "ригель" считаем приведенное в "Толковом словаре английских геологических терминов" / 27 /, где под ригелем принимается "низкая гряда или перемычка из коренных пород, расположенная поперек ледниковой долины... (которая) отделяет углубление, выточенное ледником в коренных породах, от участков дна долины, расположенных ниже по направлению движения ледника и характеризующихся слабым наклоном" (стр.63). Такая формулировка предпослагает, что ригель есть образование, обязанное своим происхождением экзарационной деятельности ледника, независимо от его конвергенции с другими притоками. Об этом же свидетельствуют и данные Г.И.Горецкого / 6 /, по которым ледниковое выпахивание покровного ледника, у которого нет притоков, на Русской равнине в плейстоцене достигало 200 м. И.Г.Дорофеев / 9 / определил, что мощные горнодолинные ледники типа Федченко, в нижней 8-километровой части которого нет притоков, имеют глубокие котловины "вгрызания", достигающие нескольких метров.

Существенная экзарационная способность ледников подтверждается и данными последних лет, полученными разными методами. Так, М.А. Душкин / 10 / по величине морены в мореносодержащем льду определил, что величина экзарации ледников площадью от 2 до 5 км², оценивается в 0,12-0,30 мм/год. Л.П.Чернова / 30 /, оперируя данными мутности ледниковых потоков, пришла к заключению, что твердый сток из ледникового бассейна в четыре раза больше, чем из внеледникового, и скорость экзарации оценивается на этой основе в 0,1-0,6 мм/год. Л.Р.Серебряный и А.В.Орлов / 24,25/ на основе литоморфологического анализа морен выяснили, что "основная часть обломочного материала донных морен поступает из зон, расположенных в пределах ледниковых языков, резко отличаясь от поверхностных морен, сложенных обломками пород, коренные выходы которых преимущественно расположены в фирновых бассейнах" / 25, с.26/. При этом темпы моренонакопления ими оцениваются в 2,1-6,9 мм/год, при средней скорости 4 мм/год. Эти данные хорошо согласуются с величинами экзарации, полученными по ледникам Альп, Скандинавии и Гренландии, которые в зависимости от динамического состояния ледника варьируют от 1,4 до 5,6 мм/год /26/. Что же касается скорости выпахивания в рыхлых отложениях, то она также, по-видимому, соизмерима с выше приведенными величинами. Так, если принять, что поперечный вал морены в устье р.Койлю, наложенный на мощную аллювиальную террасу, относимую к верхнему плейстоцену

пу /29/ , образовался во время нахождения здесь позднеплейстоценового древнего ледника, относимого ко времени - по аналогии с ходом глобального изменения климата /30/ - 70-50 тыс.лет назад(в этот промежуток времени он "вгрызся" в рыхлые отложения на глубину 60-70 м), то нетрудно подсчитать, что скорость экзарации колеблется в пределах 3-3,5 мм/год. Р.Д.Забинов (II), описывая вышеупомянутый конечный вал в урочище Майсаз (р.Койлю) и наложение морены на флювиогляциальную террасу, отмечал, что наложение края ледника на коррелятную с мореной флювиогляциальную террасу "произошел в последний ледный момент времени, когда активность ледника несколько увеличилась и его край выполз на флювиогляциальное поле, где и оставил очень свежие конечные морены с холмами и бессточными западинами" (с. II4). В действительности же, наложение края ледника на флювиогляциальное поле произошло не в последний момент, а в первый. А серия конечно-моренных образований, отстоящих от древнего расположенного выше озерного водоема в урочище Майсаз, на 4-5 км, фиксирует лишь конец древнего ледника и место, где заканчивалось действие ледникового выпахивания. Последнее проходило не в коренных породах, а в рыхлых аллювиальных отложениях, сформировавшихся к моменту наступления ледника(терраса не коррелятна моренному комплексу). В остальном получается картина, аналогичная той, что мы имели в случае образования ригельно-моренного комплекса в рассмотренных выше примерах. Поскольку скорость экзарации ледника относительно мала, то необходимым условием для образования ригеля является длительность временного интервала стационарного стояния ледника, при котором он мог быть выработан. Так, в нашем примере образования ригеля высотой 15-20 м в середине долины р.Койлю произошло как минимум за 4-5 тыс.лет (без учета того, что в действительности глубина экзарации гораздо больше, так как некоторая часть ригеля скрыта под аллювиальными наносами реки). Но так или иначе, мы поддерживаем выводы Н.А.Шумилова (32) по Кодаро-Саянской горной системе в том, что уступы продольных профилей ледниковых долин есть отметки стационарного положения ледника. Следовательно, ригельно-моренный комплекс, или просто ригель, в ледниковой долине является диагностическим признаком положения края древних ледников.

В верховье р.Сары-Джаз первый ригельный комплекс приурочен к району ее слияния с р.Адыртюр, а второй ригель находится ниже слияния с р.Тюз (древний ледник по долине р.Тюз не доходил до глав-

ной долины), но несколько выше р.Кенсу, на высоте 2880 м. В долине р.Уч-Кель подобный ригель находится напротив оз.Башкуль, на высоте 2640 м, где русло реки на протяжении 2 км пропиливает ригель на глубину до 40 м. По аналогии, в долине р.Каинды конец древнеплейстоценового ледника спускался до отметки 2800 м, до этой же высоты и в долине р.Кую-Кап, где русла рек врезаются в коренные породы. В долине р.Борколдой (Ак-Шийрак) древний ледник доходил лишь до отметки 3420 м, а не до 2800 м, как предполагает Е.В.Максимов /18/ (ранее он совершенно верно восстановил положение древнего Заравшанского ледника /16/ и ряда ледников Киргизского хребта /17/, основываясь на положении ригеля и окончании троговых участков, ниже которых долины приобретали эрозионный характер). В других районах нашего бассейна следы последнего оледенения хорошо дешифрируются по древним моренам, высоты которых и положение их в бассейне приведены в таблице I и на рис. 2.

Таблица I. Отметки распространения следов последнего оледенения в бассейне р.Сары-Джаз

Местонахождение	Высота, м	Местонахождение	Высота, м
Юж.склон хр.Тер-скей Ала-Тоо	3080-3200	Сев.склон Сарыджазского хр.	3000-3060
Долина р.Койлю	2720	Юж.склон Сарыджазского хр.	3320-3480
Долина р.Теректы	2900	Долина р.Иныльчек	2450
Юж.склон хр.Койлю	3040-3200	Сев.склон хр.Катта-Каинды	2900-3000
Юж.склон хр.Ак-Шийрак	3640-3800	Сев.склон хр.Акзоо	3350-3760
Долина р.Каинды	3100	Сев.склон хр.Кокшаал-оо	3120-3720
Сев.склон отрогов хр.Кок-Шаал-Тоо (бас.р.Чолок-Капчигай)	2850-3240	Долина р.Джангарт	2800

Естественно, что в тех долинах, которые располагают значительным современным оледенением, и в верхнем плейстоцене ледники спускались наиболее низко. Наиболее высоко располагались ледники на

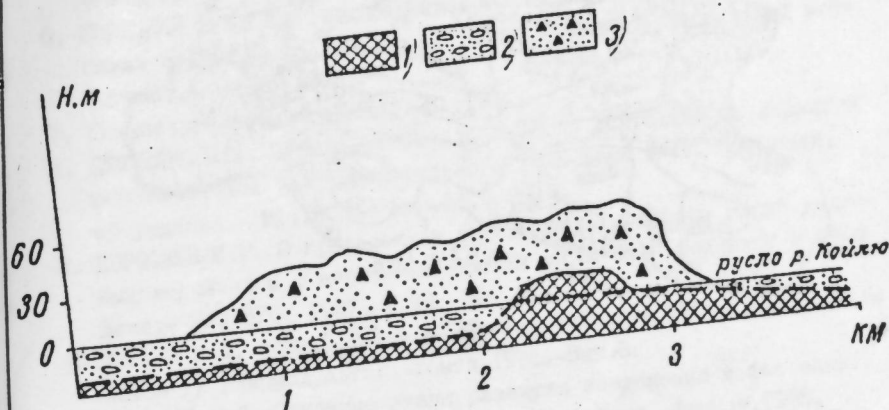


Рис. I. Разрез через моренно-ригельный комплекс в долине р.Койлю: 1) - коренные породы; 2) - аллювиальные речные отложения; 3) - морена

склонах южной экспозиции, что наблюдается и ныне. В верховье р.Сары-Джаз, Иныльчек, Койлю в главной долине имеется и второй ригель, что указывает на длительное стояние ледника в этих местах. А наличие выходов коренных пород (ригеля) у современного конца ледника Юж.Иныльчек и подо льдом ледника Федченко свидетельствует о длительном положении их концов в этом месте; в отношении ледника Юж.Иныльчек стационарное его положение в течение длительного времени подтверждается и археологически /1/. Наличие двух ригелей в долине указывает на два длительных стояния (две стадии) древних ледников в течение верхнего плейстоцена, что подтверждается примерами других горных стран /19, 21/.

Подытоживая вышесказанное, можно определенно констатировать, что ригель как форма ледниковой экзарации образовывается при длительном стационарном положении ледника. При отсутствии других морфологических признаков, определяющих местонахождение древних

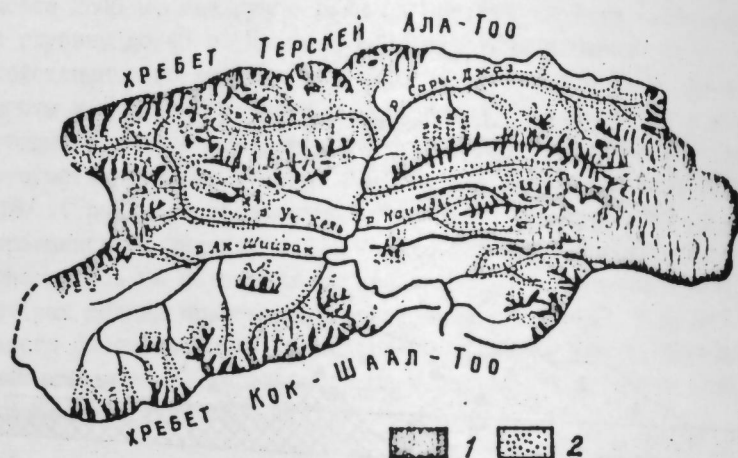


Рис.2. Схема распространения верхнеплейстоценового оледенения в бас. р.Сары-Джаз: 1 - современные ледники; 2 - древние ледники

ледников, он является важным диагностическим признаком, определяющим их граничное положение. В современных же учебниках по геоморфологии и гляциогеоморфологии о ригеле практически ничего не сказано. Наличие ряда ригелей в долине указывает не только на длительное стояние здесь ледника, но и определяет его динамику в прошлом.

ЛИТЕРАТУРА

1. БАКОВ Е.К. О пространственном изменении крупных дендритовых ледников Тянь-Шаня: // Гляциол.исслед.на Тянь-Шане.- Фрунзе, 1975.
2. БАКОВ Е.К. О формах ледниковой экзарации на Тянь-Шане // Оледенение Тянь-Шаня.- Фрунзе, 1976.
3. ЕРЗОН И.С., ПАК В.А., ЯКОВЛЕВ В.И. Строение ледника Федченко по геофизическим данным (сейсморастведка, гравиметрия) // МГИ.Хроника, обсуждения.- М.-1962.- Вып.6.

4. БОНДАРЕВ Л.Г. Древнее оледенение массива Ак-Шийрак // Гляциол.исслед. на Тянь-Шане.- Фрунзе, 1965.
5. ГЕРАСИМОВ В.А. Динамика ледников Заилийского Алатау в позднечетвертичное время // МГИ,Хроника,обсуждения.-М.-1964.-Вып.9.
6. ГОРЕЦКИЙ Г.И. Ложбины ледникового выпихивания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями // Ледниковый морфогенез.- Рига, 1972.
7. Гляциологический словарь.-М.,1984.
8. ДЕМЧЕНКО М.А. Типы и рельефобразующая деятельность ледников юго-восточной части Центрального Тянь-Шаня // МГИ,Хроника, обсуждения.- М.,1968.- Вып.14.
9. ДОРОЖЕВ И.Г. О графическом определении мощности горно-долинных ледников и о вгрызании нижней части этих ледников в свое ложе.- Изв.ВГО, 1967.-Т.99.-Вып.2.
10. ДУШКИН М.А. Эрозия ледников Северо-Чуйского хр. в Центральном Алтае // Гляциол.Алтай.-Томск,1974.-Вып.8.
11. ЗАБИРОВ Р.Д. Основные этапы развития оледенения в бассейне р.Сары-Джаз // Гляциол.исслед.на Тянь-Шане.-Фрунзе,1965.
12. ИВАНОВСКИЙ Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае.- Л.,1967.
13. ИВАНОВСКИЙ Л.Н. Гляциальная геоморфология гор.-Новосибирск, 1981.
14. МАКСИМОВ Е.В. Общие закономерности дегляциации Киргизского Алатау // Изв.ВГО.-1967.-Т.99.-Вып.1.
15. МАКСИМОВ Е.В. Дегляциация массива Арагац в Армении // МГИ,Хроника,обсуждения.-М.,1970.-Вып.16.
16. МАКСИМОВ Е.В. Зеравшанский ледник и некоторые вопросы его эволюции // Вест.ЛГУ.-1980.-№ 12.
17. МАКСИМОВ Е.В. Ледниковое прошлое хр. Киргизский Ала-Тоо.-Л., 1980.
18. МАКСИМОВ Е.В. Хронологическое положение максимума последнего оледенения на Тянь-Шане // Изв.ВГО.-1983.-Т.115.-Вып.1.
19. МИЛЛЕР В.Г. О двух стадиях позднелейстоценового оледенения в верхнем течении р.Индигирки (бас.р.Эльги) // Геоморфология,- 1976.-№ 1.
20. МОНИН А.С., ШИШКОВ Д.А. История климата.-Л.,1979.

21. ОКИШЕВ П.А. Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность // *Вопр. геогр. Сибири.* - 1980. - № 13.
22. ОСМОНОВ А. К вопросу о древнем оледенении верховий р. Сары-Джаз // *Физ. геогр. Тянь-Шаня.* - Фрунзе, 1966.
23. РЕВЯКИН В.С. Отступление ледников Центральной части Катунского хр. с середины XIX века // *МГИ, Хроника, обсуждения* - М., 1968 - Вып. 14.
24. СЕРЕБРЯНЫЙ Л.Р., ОРЛОВ В.А. Методика изучения конечных морен горных ледников // *Геоморфология* - 1980. - № 4.
25. СЕРЕБРЯНЫЙ Л.Р., ОРЛОВ В.А. Рельефообразующая деятельность горных ледников // *Геоморфология* - 1982. - № 1.
26. СЕРЕБРЯНЫЙ Л.Р., ОРЛОВ В.А. Ледники в горах. - М., 1985.
27. Толковый словарь английских геологических терминов. - М., 1979. - Т. 3.
28. ТРОИЦКИЙ Л.С. О трогах и трогаобразных долинах Полярного Урала. // *МГИ, Хроника, обсуждения.* - М., 1966. - Вып. 12.
29. ТРОИЦКОВ А.К. Материалы по стратиграфии четвертичных отложений бас. р. Сары-Джаз (Центральный Тянь-Шань) // *Геология кайнозоя и новейшая тектоника Тянь-Шаня.* - Фрунзе, 1984.
30. ЧЕРНОВА Л.П. Оледенение как фактор преобразования рельефа // *МГИ, Хроника, обсуждения.* - М., 1976. - Вып. 20.
31. Четырехязычный энциклопедический словарь физико-географических терминов (сост. И.С. Жукин). - М., 1980.
32. ШУМИЛОВ Н.А. О стадильном заложении ригелей в восточном Саяне и Кодаре // *Изв. ВГО.* - 1964. - Т. 96. - Вып. 4.

В.А. КУЗЫМИЧЕНКО

НОВЫЙ СПОСОБ ГРАФИЧЕСКОГО ОТОБРАЖЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДНИКОВ

Известные способы графического отображения изменений ледников во времени (картосхемы разновременных положений границ ледников, карты разновременных положений изогипс поверхности, графики разновременных профилей поверхности, карты изменений границ и высоты поверхности и другие) основаны на использовании координатной плоскости с евклидовой метрикой. Большинство этих способов имеет своей целью отображение фактических данных, полученных тем или иным способом. Рост объемов таких данных делает их труднообозримыми для визуального анализа и интерпретации, предполагает использование ЭВМ и диктует необходимость разработки новых способов обобщения и графического отображения.

Одним из таких способов может стать высотно-экспозиционное отображение изменений высоты поверхности ледников, или групп ледников. При этом способе изолинейное отображение изменений высоты поверхности (ΔH) ледника или групп ледников осуществляется на плоскости с ортогональными осями координат: H - высота поверхности, E - экспозиция поверхности. Иными словами: графически отображается зависимость изменения высоты поверхности от самой высоты и экспозиции поверхности. Переход к евклидовой метрике координатной плоскости прост и очевиден: по каждой из осей для удобочитаемости вводятся свои масштабирующие коэффициенты.

Опишем методику и программное обеспечение для ЕС ЭВМ построения такого отображения, приведем его пример. В работе использованы материалы разновременных (1943-1977 гг.) топографических съемок ледника Давыдова (хр. Ак-Шырак), по которым были сформированы две разновременные регулярные цифровые модели рельефа (ЦМР) поверхности. Каждая из ЦМР содержит отметки поверхности в узлах квадратной сетки с шагом 100 метров на местности. Отметки приведены для всех узлов сетки, хотя бы в одном из циклов картографирования занятых ледником (отметка поверхности ледника, либо свободной от него поверхности).

Непосредственно по разновременным ЦМР на ЕС ЭВМ с графо-

построителем "Дигиграф" был составлен рабочий оригинал карты изменений высоты поверхности ледника. Рабочий оригинал был подвергнут незначительному ручному редактированию (рис.1). Жирными линиями на карте отображены границы ледника с внеледниковой поверхностью (сплошной линией - 1977 г., прерывистой - 1943 г.), точечным контуром - границы других ледников. Выходы коренных пород на поверхность внутри ледника заштрихованы, малые по размерам - зачерчены. Изолинии равных изменений высоты поверхности проведены тонкими линиями через 10 метров изменения высоты. Цифрами и буквами обозначены интервалы изменения высоты: цифрами - уменьшение, буквами - увеличение. Например, 3 обозначает уменьшение высоты поверхности от 20 до 30 метров, В - увеличение от 10 до 20 м. Подчеркнутые цифры и буквы обозначают интервалы изменений за рядом расположенными замкнутыми изолиниями.

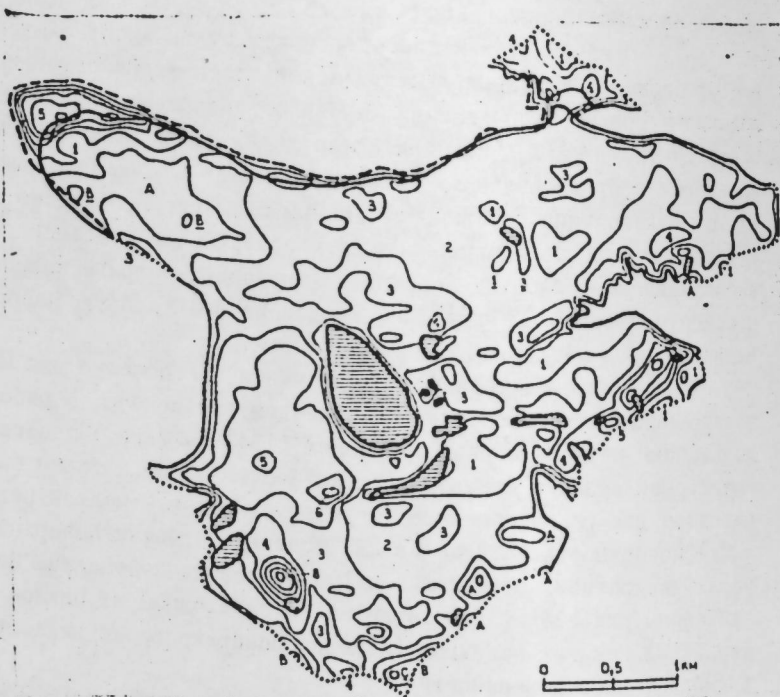


Рис.1. Карта изменений границы и высоты поверхности ледника Давыдова с 1943 по 1977 г. (пояснения в тексте)

По ЦМР 1943 г. для каждого из узлов сетки была вычислена экспозиция поверхности, вернее, части плоскости, содержащей данный узел и имеющей минимальную сумму квадратов уклонов по высоте на смежных точках ЦМР. Для всего ледника было сформировано 1206 троек чисел ($H, E, \Delta H$), характеризующих каждый из узлов сетки (H и E - для 1943 г.).

Высотное-экспозиционное отображение высоты поверхности по сформированному массиву чисел может быть осуществлено по двум методикам, которые можно условно назвать методиками "фактического отображения" и "сглаженного отображения". В первой методике предусмотрено построение изолинейного изображения изменений высоты по регулярной в Н-Е координатной плоскости сетке значений ΔH . Искомые значения ΔH в узлах регулярной сетки вычисляются как средневзвешенные из ближайших к данному узлу по Н-Е расстоянию значений ΔH точек исходного массива троек чисел. Веса определяются обратно-пропорциональными Н-Е расстоянию.

Полученное по описанной методике высотное-экспозиционное отображение представлено на рис. 2. Экспозиция поверхности на рисунке обозначена русскими буквами; точечным контуром ограничена Н-Е область существования поверхности ледника; обозначения интервалов изменения высоты аналогичны обозначениям на рис. 1.

Во второй из методик фактические данные аппроксимируются некоторым уравнением

$$\Delta H = f(H, E)$$

С использованием этого уравнения вычисляются значения ΔH для узлов регулярной в Н-Е-координатной плоскости сетки, по которой и строится изолинейное изображение. Таким образом, использование аппроксимирующих уравнений различной сложности приведет к различной детализации (сглаженности) изолинейного Н-Е отображения изменений высоты поверхности. Исходя из существа рассматриваемого отображения в качестве аппроксимирующего уравнения целесообразно использовать произведение алгебраического

$$\Delta H = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i \cdot H^i \quad (1)$$

и тригонометрического

$$\Delta H = b_0 + \sum_{j=1}^m [b_j \cdot \cos(j \cdot E) + c_j \cdot \sin(j \cdot E)] \quad (2)$$

полиномов. Аппроксимация выполняется по методу наименьших квадратов. Общее количество неизвестных коэффициентов аппроксимирующего уравнения определяется по формуле:

$$N = (n+1)(2m+1)$$

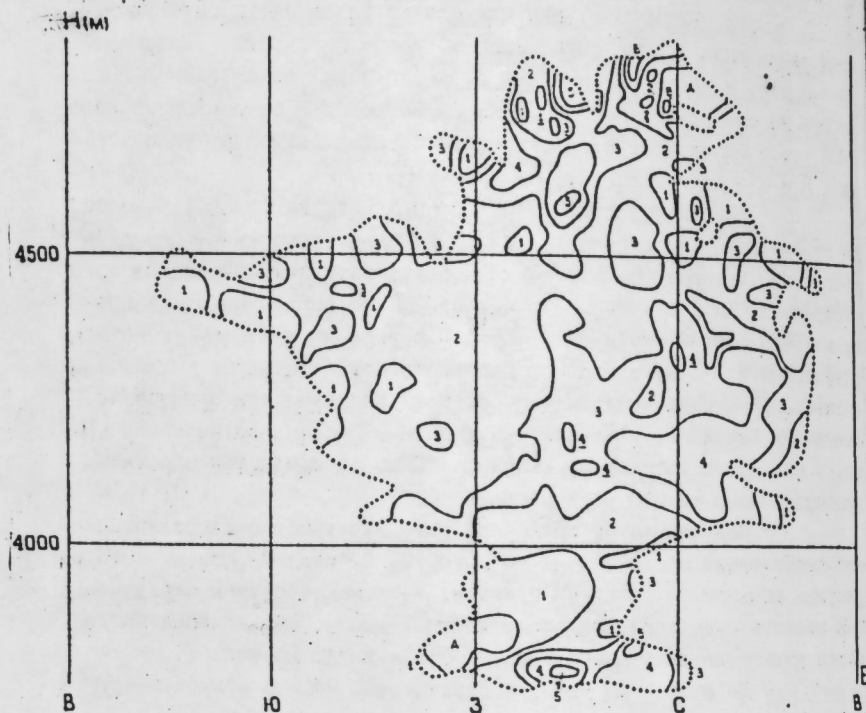


Рис.2. Высотно-экспозиционное отображение изменений высоты поверхности ледника Давыдова по методике "фактического отображения" (пояснения в тексте)

Порождаемая параметрическим способом метода наименьших квадратов матрица коэффициентов нормальных уравнений будет симметричной, и количество элементов ее верхней треугольной части составляет:

$$M = (N^2 + N) / 2$$

Решение системы нормальных уравнений в нашей программе выполняется по способу квадратных корней / 1 /. Верхняя треугольная часть матрицы коэффициентов нормальных уравнений с целью экономии памяти ЭВМ представляется в виде одномерного массива чисел, хотя это и усложняет алгоритм решения.

При решении системы нормальных уравнений по избранному способу возможно появление комплексных чисел, однако ограниченный набор возможных ситуаций позволяет не привлекать комплексную арифметику, а в необходимых случаях после соответствующего анализа только изменять знак результата вычислений. В нашей программе такой подход реализован на действительных числах двойной точности.

Очевидно, что в нашем случае практически невозможно априорно определить степени полиномов оптимальной в некотором смысле аппроксимации. Следовательно, необходимо выполнить несколько аппроксимаций и выбрать из них по какому-либо критерию оптимальную. В качестве такого критерия целесообразно избрать / 2 /:

$$D = \sqrt{\frac{S}{L - N}}$$

где S - сумма квадратов отклонений исходных значений ΔH от полученных из аппроксимации; L - число исходных точек аппроксимируемого массива; N - число коэффициентов аппроксимирующего уравнения.

Оптимальной можно признать аппроксимацию с минимальным значением D . Рациональный вычислительный алгоритм нескольких аппроксимаций с различными степенями полинома можно организовать, используя ортогональные полиномы; второй путь - формирование одной общей матрицы коэффициентов системы нормальных уравнений для максимальной степени аппроксимирующего полинома и последующие решения частных систем, коэффициенты которых выбраны из общей системы и соответствуют последовательно задаваемым степеням.

В связи с очевидными трудностями первого пути, усугубляющимися хаотичностью в плоскости Н-Е исходного массива точек, в нашей программе реализован второй путь. При этом выполняются решения для всех сочетаний степеней аппроксимирующих полиномов (1) и (2) до задаваемого пользователем максимума. Проверка предлагаемой методики была выполнена по специально смоделированному примеру и подтвердила ее работоспособность (рис.3). Цифры в левом верхнем углу каждого из изображений указывают на степени использованных аппроксимирующих полиномов: первая - тригонометрического (зависимость от экспозиции), вторая - алгебраического (зависимость от высоты). Цифры в левом нижнем углу каждого из изображений обозначают: верхняя - среднюю квадратическую погрешность аппроксимации,

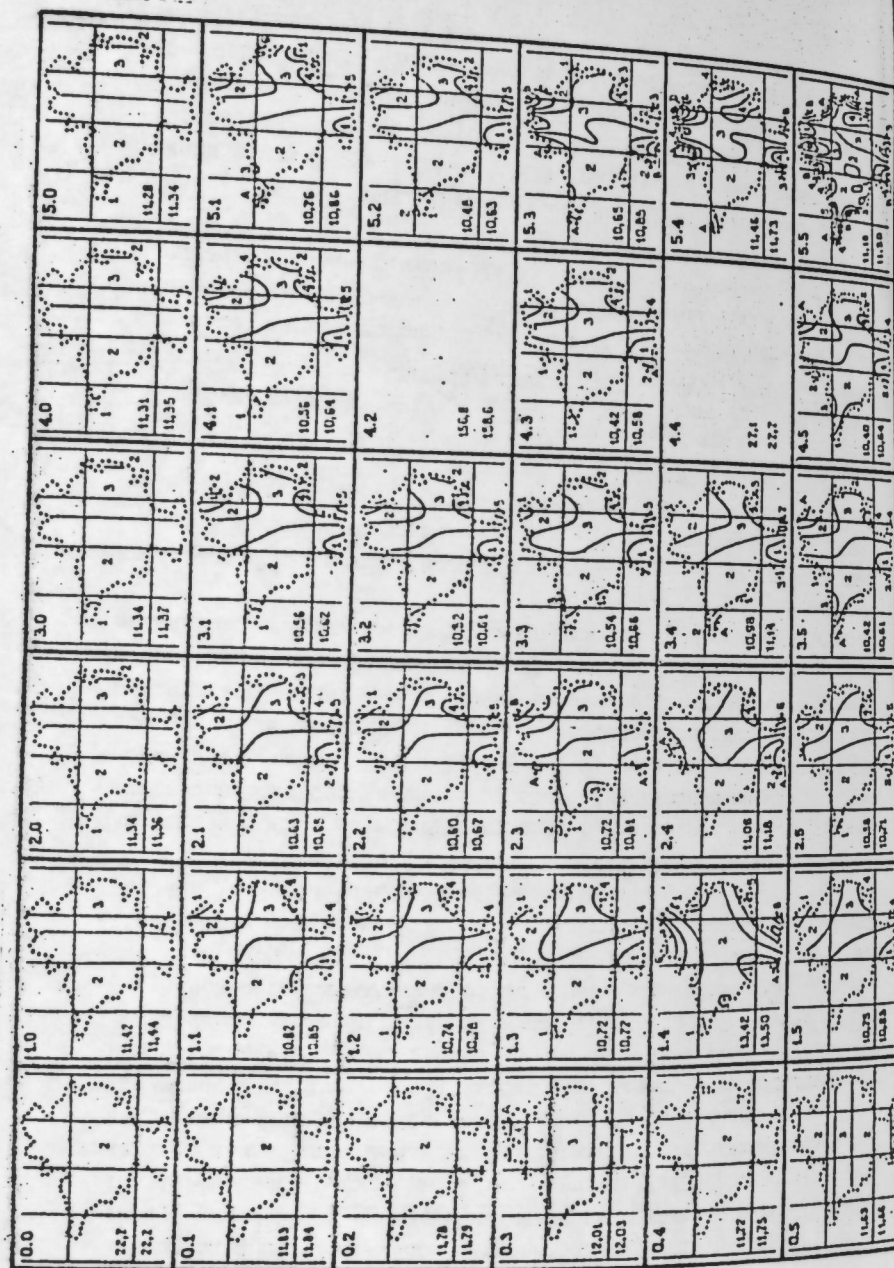


Рис.3.

Рис.3. Высотно-экспозиционное отображение изменений высоты поверхности ледника Давыдова для различных степеней аппроксимирующих полиномов по методике "сглаженного отображения" (пояснения в тексте)

нижняя - критерий $\bar{D}$. Обозначения интервалов изолиний изменения высот те же, что и на рис.1 и 2.

Верхний ряд изображений, характеризующийся нулевой степенью алгебраического полинома (2), отображает зависимость изменения высоты поверхности только от экспозиции; правая колонка изображений - только от высоты. Изображение с обеими нулевыми степенями фиксирует среднеарифметическое значение изменения высоты поверхности (-18,1 м) по всей Н-Е области существования ледника. Клетки 4.2 и 4.4 не заполнены изображениями в силу того, что порождаемые для этих случаев матрицы коэффициентов системы нормальных уравнений были плохо обусловленными и имели неустойчивые решения.

Оптимальной по критерию $\bar{D}$ является аппроксимация исходного массива точек при степенях полиномов: 4 - тригонометрического, 3 - алгебраического. Дальнейшее увеличение степеней аппроксимирующих полиномов нецелесообразно, так как приводит к излишней "детализации" отображения вблизи границы Н-Е области существования поверхности ледника, где существенно меньше точек исходного аппроксимируемого массива (например, отображение 5.5).

Таким образом, обе методики предлагаемого способа высотно-экспозиционного отображения изменений высоты поверхности ледников, воплощенные в программах для ЕС ЭВМ, проиллюстрированы примерами (рис.2 и 3), и выбор какой-либо из них в каждом конкретном случае должен зависеть от цели дальнейшего исследования. По-видимому, возможно использование в гляциологических исследованиях и аналитически выраженной зависимости, получаемой по второй методике. Отметим также, что эффект "сглаживания" можно получить и в первой методике путем увеличения области "осреднения".

ЛИТЕРАТУРА

1. ДЕМИДОВИЧ В.П., МАРОН И.А. Основы вычислительной математики. М.: Наука, 1970. - 664 с.
2. ГУМШИНСКИЙ Л.З. Математическая обработка результатов эксперимента. - М.: Наука, 1971. - 192 с.

О ЧИСЛЕННОМ ПОКАЗАТЕЛЕ СХОДСТВА ПОВЕРХНОСТИ
ЛЕДНИКОВ

В гляциологии широко распространены различные морфологические классификации ледников. Такова, например, классификация ледников Х.Альмана по высотному распределению их площадей. Отметим, что методика Х.Альмана может быть с успехом реализована на ЭЕМ для автоматической классификации (кластеризации) ледников. Однако число классов при этом, по-видимому, не может быть большим (например, таким, как это было принято при каталогизации ледников СССР) в силу того, что по Х.Альману "нормальные" кривые распределения площади по высоте могут быть весьма схожи для совершенно различных ледников, долинных и конических вершин например. Иными словами, облик ледника формирует не только распределение площади по высоте.

При численном определении показателя сходства поверхностей ледников должны учитываться высота (Н), экспозиция (Е), угол наклона поверхности (G). Назовем Н; Е-и G-таблицами одномерные массивы чисел, отображающие распределение площади ледника в % по интервалам Н, Е и G соответственно. С использованием этих же характеристик для каждого из ледников (возможно и группы ледников) можно сформировать три двумерных массива чисел, отображающих распределение площади по двум показателям: Н/Е, Н/С и Е/С -таблицы. И наконец, трехмерный массив чисел, отображающий распределение площади по интервалам всех трех характеристик, назовем Н/Е/С -таблицей.

Примеры всех семи таблиц для ледника Давыдова (хребет Ак-Шыйрак), полученные на ЭЕМ по регулярной модели рельефа поверхности в 1943 году, представлены в табл.1-7. При этом интервалы углов наклона обозначены арабскими цифрами в соответствии с табл.8, интервалы экспозиций - римскими цифрами в соответствии с табл.9. Н/Е/С -таблица представлена в виде группы двумерных массивов чисел, каждый из массивов описывает высотный интервал, границы которого подписаны слева сверху.

Если для одноименных таблиц распределения двух ледников

Таблица 1

Н	15	53	67	115	141	141	173	157	60	39	26	8
3700м	3800	3900	4000	4100	4200	4300	4400	4500	4600	4700	4800	4900м

Таблица 2

Е	6	10	54	81	179	261	202	134	59	13	1
У I	У II	У III	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	

Таблица 3

G	499	211	103	111	74	2
1	2	3	4	5	6	

Таблица 4

Н/Е	1	2	5										
4900м													
4800													
4700													
4600													
4500													
4400													
4300													
4200													
4100													
4000													
3900													
3800													
3700 м													
	У I	У II	У III	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV		

Н/Г

Таблица 5

4900м				2	6	
4800						
4700			3	11	12	
4600			5	16	17	1
4500	1	7	11	18	22	1
4400	32	52	32	27	14	
4300	83	37	26	24	3	
4200	54	55	22	10		
4100	99	35	4	3		
4000	100	15				
3900	65	2				
3800	51	7				
3700м	14	1				
	1	2	3	4	5	6

Е/Г

Таблица 6

6							2				
5					2	12	32	22	6		
4			1	1	6	20	37	23	15	8	
3		3	9	11	11	21	21	12	13	2	
2	6	3	27	22	37	42	37	22	13	2	
1		4	17	47	123	166	73	55	12	1	1
	У1	УП	УШ	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV

Н/Е/Г

4800-4900м

5	1	1	4
4		1	1
	XI	XII	I

Таблица 7

4700-4800м

5	4	3	4	1
4	2	7	2	
3		2		1
	XI	XII	I	II

4600-4700м

6			1		
5	1	2	9	5	
4	1	3	9	2	1
3	1	1	3		
	X	XI	XII	I	II

4500-4600м

6					1			
5				1	2	13	5	1
4	1			2	2	7	4	2
3			1	6	3		1	
2			1			2	1	3
1					1			
	УШ	IX	X	XI	XII	I	II	

Продолжение таблицы 7

4400-4500м

5					3	5	3	3	
4			I	I	7	7	4	5	2
8	2	5	4	I	4	8	5	3	
2	6	2	I2	5	II	8	8		
I	2	5	6	II	5	2		I	
	УП	УШ	IX	X	XI	XII	I	II	III

4300-4400м

5					I	I	I	
4			2	5	3	7	5	2
3	I	4	I	2	4	6	5	3
2	I	7	5	5	I2	6	I	
I	2	6	22	37	I6			
	УП	УШ	IX	X	XI	XII	I	II

4200-4300м

4			I	I	2	2	4
3	5	I	7	2	I	5	I
2	6	7	I6	7	8	5	6
I	2	I9	I2	II	8	2	
	УШ	IX	X	XI	XII	I	II

Продолжение таблицы 7

4100-4200

4				2	I		
3			2			I	I
2	2	3	3	6	5	10	5
I	5	9	22	16	22	2I	4
	УШ	IX	X	XI	XII	I	II

4000-4100м

2			3	7	2	2	I	
I	I	8	16	32	13	23	5	I
	УШ	IX	X	XI	XII	I	II	III

3900-4000м

2	I	I	
I	7	5I	7
	X	XI	XII

3800-3900м

2	I	I	3	2
I		8	3I	I2
	IX	X	XI	XII

3700-3800 м

2			I
I	2	3	6
	X	XI	XII

Обозначения интервалов углов наклона

Таблица 8.

Границы	0°	10	20	30	40	50	60	70	80	90°
Обозначения	I	2	3	4	5	6	7	8	9	

Обозначения интервалов экспозиции

Таблица 9

Границы	345°	15	45	75	105	135	165	195	225	255	285	315	345°
Обозначения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	

(или групп ледников) выполнить поэлементное вычитание и просуммировать модули разностей, будет получено число K^1 , заключенное в интервале 2000-0. Очевидно, 0 будет соответствовать полному сходству поверхностей, 2000 - полному отсутствию общего в распределениях, промежуточные значения - некой степени схождения. В зависимости от использовавшейся пары таблиц распределения будем различать и показатели схождения: Н-показатель, Е-показатель, Н/Е -показатель и т.д. Наиболее объективную картину даст, естественно, Н/Е/Г -показатель, учитывающий все характеристики поверхности, хотя для различных частных случаев могут быть использованы и другие показатели.

Показатели схождения для удобства целесообразно привести к виду:

$$K = (2000 - K^1) / 2000.$$

В этом случае показатель схождения (K) будет изменяться в интервале от 0 до 1; 0 будет соответствовать полному несхождению, 1 - полному схождению.

При использовании таблиц распределения, аналогичных приведенным табл.1-7, будем говорить об абсолютном показателе схождения, ибо, например, совершенно схожие, но расположенные на различных высотах или имеющие различную экспозицию ледники, получают низкие значения показателя схождения. Поэтому, может быть, также целесообразно вычислять "нормированный" показатель схождения. При этом нормирование по высоте осуществляется, как и в методике Х.Альмана, по экспозиции, т.е. таким "разворотом" азимутов, чтобы 0° совпал со средней экспозицией данного ледника. Очевидно, что нормирования по углам наклона не требуется. При сравнении таких "нормированных" таблиц распределения и получим показатель схождения, названный выше нормированным.

Предложенные показатели могут быть использованы, например, для классификации ледников какого-либо района по схождению их поверхностей. Очевидна необходимость использования для этого ЭВМ и цифровых моделей рельефа поверхностей ледников. Отметим также, что в памяти ЭВМ или на техническом носителе информации достаточно хранить лишь Н/Е/Г -таблицу, ибо остальные шесть могут быть получены соответствующим суммированием по ней.

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ПРОТИВОСЕЛЕВЫХ МЕРОПРИЯТИЙ В КИРГИЗИИ

Селевые потоки ежегодно наносят серьезный урон народному хозяйству республики. Принимаемые меры борьбы с селями пока еще недостаточны; не защищены от селей народнохозяйственные объекты, даже на уже освоенной территории. Кроме того, в перспективе необходимо защищать от селей объекты на вновь осваиваемых землях.

Для осуществления противоселевых мероприятий необходимо разработать критерии оценки селевой опасности, методы противоселевой защиты, наиболее эффективные в данных условиях, а также изыскать средства на проектирование и строительство противоселевых сооружений.

Среди различных методов, направленных на борьбу с селями, первостепенное значение имеют те, которые способствуют ослаблению условий формирования селей либо полностью их ликвидируют. Профилактическим методам необходимо уделять наибольшее внимание как с социальной, так и с экономической точек зрения.

Прежде чем приступить к осуществлению противоселевых мероприятий, необходимо тщательное изучение условий селеформирования в данном бассейне: определить генезис и тип наиболее мощных селей, выявить селевые очаги; от наличия тех или иных факторов зависят и типы назначаемых противоселевых мероприятий, и их стоимость.

Если в бассейне имеются прорывоопасные озера, то очевидны два пути: безопасное опорожнение озера или строительство плотин и крупного селехранилища на подступах к населенным районам.

При ливневом генезисе селеформирования в бассейне необходимо проводить мероприятия, направленные на снижение коэффициентов стока. Это возможно решить путем организационно-хозяйственных мероприятий: лесопосадками на склонах, террасированием склонов, запрещением рубки леса, выпаса скота и распашки склонов.

Лесоагроомелиоративные мероприятия дают хорошие результаты в условиях достаточного увлажнения. Особенно эффективны террасирование склонов и лесопосадки. В сухом климате, в условиях не-

достаточного увлажнения эффект от лесопосадок может быть незначителен из-за низкой приживаемости растений. В Киргизии в таких условиях находятся значительные площади. Это предгорные районы обрамления Ферганской долины, хребтов Северного и Внутреннего Тянь-Шаня. Поэтому указанные склоны гор не имеют лесов и слабо задернованы. В течение всего летнего периода травостой на них полностью выгорает, стравливается и вытаптывается скотом. На этих склонах высокая вероятность селеобразования.

Ослабить возможность селеобразования в данных районах можно только путем запрещения выпаса скота и восстановления естественно-почвенно-растительного покрова. Такие мероприятия не нашли еще широкого внедрения в республике, поэтому эродирование склонов с каждым годом увеличивается.

В высокогорных районах выше границы лесной зоны значительные площади заняты скальными поверхностями, на которых развиты селевые скальные очаги. Здесь влияние человека на селеобразование весьма ограничено.

Способствует селеобразованию распашка склонов. Распаханные склоны легко поддаются водной эрозии при снеготаянии весной и интенсивных осадках, в результате чего смывается почва, образуются эрозионные борозды, развивающиеся затем в рытвины и даже овраги. Эрозия значительно ускоряется при искусственных поливах. Распашка склонов в направлении горизонталей несколько уменьшает эрозию, но не исключает ее.

Из антропогенных факторов, влияющих на склоновый сток и селеобразование в горах, подверженных ливневой деятельности, наибольшую роль играет неумеренный выпас скота.

Ранневесенний и очень частый выпас скота на склонах приводит к созданию сети тропинок, что резко уменьшает впитывающую способность почвы. Склон, разделенный тропинками на множество участков, лишается сплошного покрова, тем самым создаются условия для формирования повышенного селеопасного стока.

По данным А.Н. Олиферова*, полученным в Крыму, после прогона скота по задернованному склону почва распыляется на глубину 2-3 см и становится подверженной смыву. Уже сейчас на склонах некоторых хребтов Тянь-Шаня площади, покрытые скотосбойными тропинками, дос-

* Олиферов А.Н. Селевые потоки и борьба с ними // Защита почв от эрозии. - Симферополь, 1968.

тигают 1/3 поверхности склонов. В то же время на тех участках, которые удается оградить от скота, тропинки быстро (через 3-5 лет) зарастают и условия для стокообразования ухудшаются.

Примеры прорывов ледниковых озер в бассейнах рек Сокулук, Ак-Сай, Адыгине, Анги-Сай, Чок-Тал и др. и сформированных ими селей за последние 20 лет, а также бесселевое опорожнение ледниковых озер в бассейнах рек Топ-Карагай, Тонг и др. показали, что количество селей можно уменьшить, если осуществлять искусственное безопасное опорожнение прорывоопасных озер. К сожалению, метод профилактического опорожнения ледниковых озер в Киргизии до сих пор не нашел должной поддержки.

В настоящее время в республике противоселевой защитой охвачены только отдельные бассейны и объекты. В большинстве случаев сели, даже ординарные, не говоря уже о крупных селевых потоках, причиняют определенный ущерб.

В первую очередь подвергаются разрушению водозаборные сооружения, каналы, мосты, линии связи и др. Незащищен ряд населенных пунктов. Серьезный урон наносится сельхозугодиям. С трудом отвоеванные у гор площади нередко снова заносятся галечником и валунами; многие площади на долгое время исключаются из землепользования. Особенно большие потери от наносоводных селей несут хозяйства Омской области.

В пределах горных ущелий, вблизи зарождения, сели обладают наибольшей разрушительной силой. Хотя здесь почти нет населенных пунктов, однако первозданная природа, красивые вершины гор и хорошие альпийские пастбища в летний период привлекают туристов, альпинистов; сюда перегоняют отары овец, стада крупного рогатого скота.

Практически в каждом горном ущелье у выхода из гор на реках расположены водозаборные сооружения. Они то и являются главными объектами селевого воздействия. И если натиск селей наносоводного типа средней мощности они выдерживают, то крупные сели, особенно грязекаменного типа, обычно повреждают их.

Для защиты наиболее эффективными являются селехранилища, которые способны улавливать твердую составляющую на подступах к водозаборным сооружениям. Такие комплексные сооружения имеются на некоторых малых реках Киргизии. Они рассчитаны на прием селевых паводков до 100 м³/с.

Сеть горных каналов, которая имеется практически во всех горных долинах, предгорьях, требует защиты от селей в местах пересечения с селеопасными руслами сухих саев.

Наиболее уязвимыми в горных ущельях являются автодороги, проходящие вдоль и вблизи русел и через реки с одного берега на другой. От селей страдают как сами дороги, которые подмываются потоком в местах прижимов, так и мостовые сооружения.

Опоры линий электропередач, трубопроводов, линий связи в селевых бассейнах должны строиться только в безопасных местах, которые всегда можно выбрать при тщательном обследовании.

Селевая деятельность в Киргизии развивается в условиях засушливого климата и интенсивного сокращения горного оледенения. Засушливость в определенных высотных зонах хребтов способствует интенсивному развитию активных стокообразующих поверхностей (АСП). На этих поверхностях во время ливней образуется поверхностный сток; концентрируясь в тальвегах или руслах он приводит к формированию селей. Применение агроулучшающих мероприятий на АСП является дорогостоящим, требует продолжительного времени и больших средств. Поэтому целесообразнее использовать административно-хозяйственные мероприятия профилактического и инженерно-технического направления.

В Киргизии в последние годы наиболее широко применяются инженерно-технические мероприятия: селезадерживающие, селепропускные, селенаправляющие, стабилизирующие.

Селезадерживающие сооружения: плотины бетонные, железобетонные, из грунтового материала - подразделяются на водосбросные и сквозные. К селепропускным сооружениям относятся каналы, селепропускники, мосты. К селенаправляющим - направляющие и ограждающие дамбы, шпоры. К стабилизирующим - запруды в руслах рек, на склонах террасы, каналы, нагорные и водосбросные каналы, подпорные стенки.

Эффективно применение селезадерживающих плотин с селехранилищами. Они должны удовлетворять главному требованию: обеспечивать надежную защиту от селей всему, что расположено ниже по течению. Некоторые существующие гидротехнические водозадерживающие плотины не рассчитаны на задержание максимальных по расходам и объемам селей. Об этом свидетельствуют факты прорыва плотины на р.Аламедин в 1959 году и открытия шлюзов плотины на р.Ала-Арча в 1975 году во время прохождения довольно крупных селей. Другие, ме-

нее крупные сели, эти наносохранилища сдерживают, что дает дополнительный экономический эффект от эксплуатации этих сооружений, которые были построены, главным образом, для улавливания твердых наносов рек, получения осветленной воды для питания лотковой оросительной системы.

По-нашему мнению, необходимо строительство плотин и обустройство селехранилищ на всех без исключения постоянных реках Киргизии с учетом не только узких интересов ирригации, но и, в первую очередь, селевой безопасности. Для большой надежности такие плотины необходимо строить каскадами в каждом ущелье, используя для этого имеющиеся естественные расширения. Именно в местах расширения долин наиболее целесообразно устраивать селехранилища, так как в большинстве случаев в этих местах имеется наименьший уклон, т.е. созданы естественные условия для отложения селевых наносов. Сами же плотины при этом должны сооружаться в узких местах ущелий, следующих за расширениями.

Устройство ряда, а не одного селехранилища на реке, позволит расчленять потоки на части еще до прихода к последней плотине.

При сооружении селехранилищ целесообразно использовать все имеющиеся карьеры по добыче галечника, имеющиеся в некоторых руслах рек Чуйской и Таласской долин и др. Например, сел, прошедший по реке Сокулук в августе 1983 г., был выдающимся по размерам, глыбистый по генезису, грязе-каменный по типу. Зародившись от прорыва озера Кейды-Кучкач на высоте 3700 м, сел обрушился в долину Сокулук, прошел по ущелью и мог бы достичь села Сокулук, если бы не карьер по добыче галечника. Благодаря этому карьеру, где осели влекомые наносы, произошло ослабление действия потока, он уменьшился в размерах и не причинил особого вреда нижерасположенным объектам (мост, русло реки, акведук через БЧК), был принят в одно из водохранилищ Сокулукского района.

Селехранилища, несмотря на высокую стоимость, безусловно рентабельные сооружения, так как могут выполнять различные народнохозяйственные и социальные задачи. Прежде всего, они служат целям безопасности нижерасположенных объектов, осветления паводковых вод от наносов для лоткового орошения и являются накопителем стройматериалов для строительных целей.

В настоящее время имеющиеся отстойники на реках Ала-Арча, Аламедин, Иссык-Ата, Тентяк-Сай и др. служат для достижения двух

последних целей. Однако полная защита от селей нижележащих районов не входит в их задачу.

В целом селезадерживающие плотины в республике еще не получили должного развития. Одной из причин этого является отсутствие разработанных рекомендаций, в которых бы селезадерживающие плотины рассматривались как многоцелевые инженерные сооружения, учитывающие интересы безопасности, ирригации, стройиндустрии и др.

В некоторых ущельях на территории Киргизии роль селехранилищ выполняют естественные крупные завальные озера: Сары-Челек, Кара-Суу, Кулун, Капка-Таш, Коль-Унок, Кутман-Кель, Кара-Токо, Кугала, Курбан-Кель, Кара-Суу-правая, Коль-Сай, Беш-Таш, Коль-Тор и др. Эти озера могут вместить большие объемы селевых наносов.

В ряде случаев роль селехранилищ выполняют искусственные водохранилища, которые также могут вместить большие объемы селевых наносов. Это водохранилища: Андижанское, Папанское, Ташкумурское, Урта-Токойское в Омской области, Кировское - в Таласской области, Орто-Токойское - на р. Чу. Станут надежной защитой на пути селей проектируемые водохранилища на реках Араван-Сай (в ущелье Кампыр-Баши), Кара-Бура и др.

Естественных и искусственных селехранилищ явно не хватает, чтобы решить задачу полной селевой безопасности. Их необходимо создавать в каждом селевом бассейне. Тем самым будут созданы условия для нормальной жизни и деятельности людей, предприятий в межгорных долинах.

К селепропускным сооружениям относится ряд инженерных сооружений, которые призваны удовлетворять основному назначению, т.е. безопасно пропускать сели транзитом как по территории объекта, так и за его пределы. Во всех случаях назначение и выбор таких сооружений осуществляется с учетом конкретных условий. Это могут быть мосты, селедуки, селеотбойные дамбы, селеотводящие каналы, селеотбойные стенки, подпорные стенки, барражированные русла и др. Эти сооружения необходимы в том случае, если нет возможности остановить сел выше объекта.

Во многих районах русла селеопасных рек пересекают населенные пункты без должной противоселевой защиты. Требуется противоселевая защита и ряду ирригационных каналов, значительным по площади сельхозугодиям, дорогам и др.

Для реализации планов и схем защиты территории от селей

необходимы значительные средства, которые могут быть выделены различными министерствами и ведомствами и сконцентрированы для целей противоселевой защиты.

Вопросы противоселевой защиты должны решаться постоянно, планомерно по рекомендациям создаваемой в Киргизии "Генеральной схемы защиты территории от селей, снежных лавин, оползней и обвалов."

УДК 551.324.433

Пространственные закономерности распределения величин таяния в бассейне р.Сары-Джаз. Диких А.Н. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

Анализируются величины таяния и факторы, их обуславливающие, по ледниковым системам крупных притоков р.Сары-Джаз. Установлено повышение интенсивности таяния с продвижением к южным границам бассейна. Увеличение интенсивности зависит не столько от повышения температур, сколько от уменьшения величины осадков. Под влиянием температур воздуха величина таяния изменяется на каждые 100 м на 22-30%. Начиная с высоты 3800-3900 м, влияние осадков на уменьшение таяния оценивается в 150-200%.

Табл.5.Библиогр.: 3 назв.

УДК 551.321

Ледовый баланс ледников Западный и Восточный Суек в 1983-1984гг. и их водоотдача. Баков Е.К. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

Рассматривается балансовое состояние ледников хр.Джетым-бель (бас.р.Нарын) в аномальном по температурному режиму и увлажнению 1984 г. Температурный фон лета был на 1,7° выше нормы, осадков - меньше нормы на 44%. Баланс ледников резко отрицательный: в два раза выше нормы. Хотя водоотдача с ледников была выше нормы в три раза, общий сток с ледникового бассейна р.Б.Нарын был на уровне среднеемноголетнего значения.

Табл. 4. Библиогр.: 7 назв.

УДК 551.582

О распределении осадков на северных склонах хребтов Внутреннего Тянь-Шаня в гляциально-нивальном поясе. Бакиров К. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

На основе анализа суммарных осадкомеров, установленных на типичном для Внутреннего Тянь-Шаня относительно замкнутом бассейне ледника Западный Суек, выявлены закономерности распределения

осадков. Выявлена роль обрамляющих склонов в распределении осадков. Составлена карта распределения осадков бассейна ледника Западный Суек.

Рис.2. Табл.1. Библиогр.: 5 назв.

УДК 551.324.412

Суточный ход температуры воздуха на ледниковой и неледниковой поверхности бассейна р.Имилчек. Бакиров К. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

На основе экспедиционных исследований анализируется суточный ход температуры воздуха на ледниковых и неледниковых поверхностях. Суточный ход температуры воздуха в ясную погоду параллелен суточному ходу в среднем за месяц, что объясняется влиянием преобладающей ясной или малооблачной погоды на формирование месячной температуры воздуха. Ход суточных температур воздуха характеризуется слабой асимметрией и плосковершинностью распределения. Разница температур воздуха в ясную погоду на неледниковой поверхности составляет $2,8^{\circ}$, в неустойчивую погоду - $3,6^{\circ}$, при средне-месячной разнице (скачке) температуры воздуха в $1,4^{\circ}$.

Рис.1. Табл.1. Библиогр.: 6 назв.

УДК 551.324.414

Радиационный режим высокогорной зоны Центрального Тянь-Шаня. Диких Л.Л. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

По результатам многолетних исследований анализируется внутригодовой ход и межгодовая изменчивость основных видов солнечной радиации. Оценена роль факторов, влияющих на поступление радиации в районах Центрального Тянь-Шаня. Выявлена устойчивость отношений радиационного баланса и суммарной радиации. Установлена существенная изменчивость месячных и незначительная годовых величин практически всех видов солнечной радиации.

Табл. 3.

УДК 551.521

О соотношении величин поглощенной радиации и радиационного баланса на ледниковой поверхности. Диких Л.Л. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

На основе материалов полевых исследований в летние месяцы 1984 и 1985 годов установлена устойчивость зависимости радиационного баланса от радиации, поглощенной ледниковой поверхностью. Коэффициент корреляции этой зависимости равен 0,99. Изменение альбедо подстилающей поверхности приводит к увеличению средне-квадратичных отклонений, но коэффициент корреляции остается высоким, а зависимость устойчивой.

Рис. 2. Табл. 3.

УДК 551.501.9

К вопросу о размещении метеорологических пунктов наблюдений на горном водосборе для прогнозов стока. Петряшова Е.В. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

Дано научное обоснование и рекомендации по размещению на горном водосборе пунктов наблюдений за основными параметрами метео-тодик прогнозов стока: атмосферными осадками и температурой воздуха.

Рис.2. Табл.2. Библиогр.: 9 назв.

УДК 551.506.5

Статистическая характеристика вертикальных профилей ветра при улане и санташе. Подрезов О.А., Подрезова С.О., Кадыркулов А.М. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

На основании статистической обработки многолетних данных шаро-пилотных наблюдений за ветром на ГМС Рыбачье, Пржевальск, и перевал Санташ анализируются вертикальные профили ветра при штормовых ветрах улан и санташ в слое до 3 км над поверхностью земли. Делается вывод о том, что толщина хорошо выраженных струй при этих местных ветрах составляет не более 300-700. При санташе в слое 500-1,5 км наблюдается поворот ветра по часовой стрелке от В и СВ румбов к ЮЗ и З. Приводятся значения средних характеристик направлений и скорости ветра на различных высотах, а также значения коэффициентов вариации, асимметрии и эксцесса.

Результаты исследований являются важным элементом климатического описания Иссык-Кульской котловины и могут найти применение при перспективном планировании развития отраслей народного хозяйства, градостроительстве и решении других практических вопросов.

УДК 551.332.21

Формирование и распространение поверхностных морен в бассейне р.Койлу. Осмонов К. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

Приводятся результаты расчетов пространственного распространения морен различного типа на ледниках в бассейне р.Койлу. Рассмотрены формирования поверхностных морен в зависимости от морфологического типа ледника. Для сопоставления ледников различной экспозиции и выявления закономерностей распределения морен рассматриваются ледники долин Моло и Орой-Суу. Приведен удельный вес различных морен для каждого ледника.

Рис.4 Табл.3 Библиогр. : 8 назв.

УДК 551.336; 551.4; 551.33

О максимальной границе распространения верхнеплейстоценового оледенения в бассейне р.Сары-Джаз. Баков Е.К. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

В основу диагноза максимальной границы распространения верхнеплейстоценовых ледников в долинах р.Сары-Джаз, где "отсутствуют" хорошо выраженные следы древнего оледенения, положен один из ведущих, по мнению автора, гляциогеоморфологических признаков - ригель. Многочисленные примеры показывают, что ригель как продукт аккумуляции деятельности ледника может располагаться в любом месте долины, а не обязательно в месте слияния древних потоков. Наличие двух и более ригелей в главной долине указывает на характер динамики древних ледников.

Рис.2. Табл.1. Библиогр.: 32 назв.

УДК 528.42: 551.324.6

Новый способ графического отображения изменений высоты поверхности ледников. Кузьмиченко В.А. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

Предлагается изолинейное отображение изменений высоты поверхности ледника или группы ледников в системе координат высота-экспозиция. Приводится описание методик математической обработки на ЕС ЭВМ и пример предлагаемого отображения для ледника Давыдова (хребет Ак-Шыйрак).

Рис. 3. Библиогр.: 2 назв.

УДК 528.42: 551.324.22

О численном показателе сходства поверхности ледников. Кузьмиченко В.А. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

Для автоматической классификации на ЭВМ ледников по форме их поверхности предлагается показатель сходства, основанный на сопоставлении трехмерных таблиц распределения площадей ледников по высоте, экспозиции и углу наклона. Приведены различного вида таблицы распределения для ледника Давыдова (хребет Ак-Шыйрак).

Табл.9.

УДК 551.311.21.8 + 627.514 (575.2)

Состояние и перспективы развития противоселевых мероприятий в Киргизии. Кубрушко С.С. "Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области", 1988 г.

Оценивается современное состояние противоселевых мероприятий на территории Киргизии и различные методы противоселевой защиты. Предлагаются наиболее эффективные противоселевые мероприятия для предотвращения селевой опасности и для борьбы с селами различного генезиса, типов и мощности.

СОДЕРЖАНИЕ

ДИКИХ А.Н.	Пространственные закономерности распределения величин таяния в бассейне р.Сары-Джаз.	3
БАКОВ Е.К.	Ледовый баланс ледников Западный и Восточный Суек в 1983-1984гг. и их водоотдача.	13
БАКИРОВ К.	О распределении осадков на северных склонах хребтов Внутреннего Тянь-Шаня в гляциально-нивальном поясе.	19
БАКИРОВ К.	Суточный ход температуры воздуха на ледниковой и неледниковой поверхности бассейна р.Иныльчек.	26
ДИКИХ Л.Л.	Радиационный режим высокогорной зоны Центрального Тянь-Шаня.	34
ДИКИХ Л.Л.	О соотношении величин поглощенной радиации и радиационного баланса на ледниковой поверхности.	49
ПЕТРЯШОВА Е.В.	К вопросу о размещении метеорологических пунктов наблюдений на горном водосборе для прогноза стока.	57
ПОДРЕЗОВ О.А., ПОДРЕЗОВА С.О., КАДЫРКУЛОВ Ж.М.	Статистическая характеристика вертикальных профилей ветра при улане и санташе.	67
ОСМОНОВ К.	Формирование и распространение поверхностных морен в бассейне р.Койлю.	78
БАКОВ Е.К.	О максимальной границе распространения верхнеплейстоценового оледенения в бассейне р.Сары-Джаз.	93
КУЗЬМИЧЕНКО В.А.	Новый способ графического отображения изменений высоты поверхности ледника.	103
КУЗЬМИЧЕНКО В.А.	О численном показателе сходства поверхности ледников.	110
КУБРУШКО С.С.	Состояние и перспективы развития противоселевых мероприятий в Киргизии.	118

ВОДНО-ЛЕДОВЫЕ РЕСУРСЫ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Редактор издательства Н.Г.Городецкая
Обложка художника Н.А.Кожегуловой
Технический редактор Р.Р.Хусаинова
ИБ № 1619

Подписано к печати 27.01.88. Д-01110.
Формат 60x84 1/16. Бумага писчая.
Безнаборная печать. Объем 8,25 п.л.,
7,9 уч.-изд.л., 8,38 усл.кр.отт.
Тираж 300 экз. Цена 1 руб. Заказ 29.

Издательство "Илим",
720071, Фрунзе, Ленинский проспект, 265а
Типография Академии наук Киргизской ССР,
720001, Фрунзе, ул.Пушкина, 144