

УДК 551.582 (235.222)

Н.Ф. Харламова

Климатические особенности плоскогорья Укок и прилегающих территорий

На Алтае есть малоизученный в климатическом отношении район, который в последние годы привлекает пристальное внимание ученых. Это территория плоскогорья Укок, выделенная М.В. Троновым, наряду с Чуйской степью, как область воздействия «монгольского резко континентального антициклонического климата с резко выраженной антициклоничностью зимы, с пониженным давлением, но с преобладающей антициклональной погодой летом» [1, с. 32].

Данные о термическом режиме метеостанции (мст.) Бертек в течение года рассматривались С.А. Сапожниковой [2]. Различные климатические характеристики для фаз нивально-гляциального периода по этой метеостанции представлены В.С. Ревякиным [3]. Краткие сведения по климату плоскогорья приведены в статьях А.М. Маринина и др. [4], Ю.П. Селиверстова и др. [5], В.П. Галахова, А.Г. Редькина [6, 7], в Красной книге Республики Алтай [8]. А наиболее разнообразная информация о климатических особенностях плоскогорья Укок по данным мст. Бертек была представлена в кандидатской диссертации Б.М. Кривоносова, хранящейся в библиотеке Томского госуниверситета, и частично опубликована в автореферате диссертации [9]. Можно отметить все же недостаточность изученности

климата указанной территории, тем более что исследование Б.М. Кривоносова ограничивалось непродолжительным периодом наблюдений.

В пределах плоскогорья Укок располагались две метеостанции: Бертек (с августа 1959 по октябрь 1982 г.) и Джазатор (с сентября 1959 по февраль 1988 г.). Соответственно, средние многолетние метеорологические величины, приводимые в данной статье, для всех станций определены за период 1960–1981 гг. на основе данных из таблиц ТМ-1, содержащихся в фондах Гидрометслужбы (г. Новосибирск).

Рассматриваемый район характеризуется умеренным резко континентальным климатом с холодным летом и суровой зимой (табл. 1). Средняя годовая температура воздуха (Бертек, $-8,3$ °С) ниже, чем в общепризнанном «полюсе холода» Алтая – Кош-Агач ($-5,3$ °С) за счет более холодного лета.

Уменьшение годовой температуры воздуха (t_v) по мере подъема вверх закономерно и определяется прежде всего влиянием высоты над уровнем моря на радиационный режим атмосферы. Общий поток солнечной радиации в горах возрастает на больших высотах на 40% по сравнению с равнинными территориями [10–11], но над снежным покровом и ледниковыми поверх-

Таблица 1

Средняя месячная и годовая температура воздуха (1960–1981 гг.)

Показатель	Абсолютная высота мст. над уровнем моря, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Джазатор														
Средняя многолетняя	1600	-24,2	-20,1	-12,5	-1,7	6,1	11,9	12,8	10,8	5,7	-2,6	-15,2	-23,5	-4,4
Кош-Агач														
Средняя многолетняя	1760	-28,6	-25,3	-13,5	-0,7	6,5	12,4	14,1	12,0	5,9	-3,8	-15,7	-26,0	-5,3
Бертек														
Средняя многолет.	2250	-27,0	-25,3	-17,4	-6,4	2,1	7,9	9,4	7,2	1,8	-8,2	-18,2	-24,7	-8,3
Максимальная средняя месячная		-21,8	-17,7	-11,2	-2,8	5,2	14,6	11,3	9,1	7,4	-3,9	-11,7	-17,5	-6,6
Год, дата		1966	1979	1973	1974	1967	1971	1974	1966	1982	1979	1980	1970	1979
Минимальная средняя месячная		-33,5	-35,2	-23,8	-12,1	-1,6	5,4	7,4	5,6	-2,0	-13,1	-24,1	-33,2	-9,9
Год, дата		1977	1964	1970	1963	1975	1961	1972	1969	1968	1961	1976	1974	1969

ностями фактический приход солнечного тепла резко уменьшен вследствие отражения 65–85% солнечной радиации [12]. Одновременно усиливается, причем в большей степени, и эффективное излучение. В итоге расходная часть уравнения радиационного баланса земной поверхности возрастает значительно больше его приходной части и тепловой баланс устанавливается на сравнительно низком уровне температур.

Большое разнообразие в радиационный режим горных местностей вносят такие климатообразующие факторы, как экспозиция и крутизна склонов горных цепей. Склоны хребтов, окружающих плоскогорье Укок, являются более затененными при северной и северо-восточной ориентации. Крутые северные склоны ($>30^\circ$) зимой почти не облучаются, а крутые склоны юго-западной и юго-восточной экспозиций получают в два раза больше солнечной радиации, чем горизонтальная поверхность, т.е. центральная часть Бертекской котловины или относительно плоская поверхность плоскогорья Укок в целом. Летом южные, юго-западные и юго-восточные склоны, получая максимальные суммы солнечного тепла, отличаются особой пестротой склонов: «...из-за чередования снежно-фирновых полей и обнаженных скал и осыпей... южная экспозиция оказывается особо неблагоприятной для сохранения малых форм оледенения» [12, с. 17]. Летние градиенты температуры воздуха между ледниковыми и соседними бесснежными каменистыми поверхностями в этих условиях весьма значительны, что и определяет, по мнению М.В. Тронова [12], благоприятность фактических температурных условий для оледенения крупного масштаба даже на южных склонах.

Закономерное снижение t_b с увеличением высоты нарушается под воздействием другого фактора – форм рельефа. Стекание холодного тяжелого воздуха вниз по склонам и застаивание его в вогнутых формах рельефа зимой сочетаются на Алтае с нисходящими потоками теплого воздуха из свободной атмосферы, обусловленными отрогом Азиатского антициклона [2]. В этом случае открытые вершины и склоны окружающих хребтов оказываются теплее поверхности плато Укок. Подобное инверсионное распределение температуры должно отмечаться и для отдельных вершин, располагающихся во внутренней части плоскогорья. Пониженные участки рельефа выделяются как «озера холода», особенно в замкнутой Бертекской котловине (см. табл. 1). В окрестностях Джазатора теплее благодаря отсутствию условий для застоя воздуха.

Среднемесячная t_b наиболее теплого месяца в Бертекской котловине – июля – не превышает

10 °С, ограничивая возможность развития древесной растительности. В окрестностях Джазатора температура всех летних месяцев выше указанного предела, что способствует произрастанию кедрово-лиственничных, елово-лиственничных и лиственничных лесов паркового типа, которые занимают более 80% площади Джазаторского района Юго-Восточной Алтайской ландшафтной провинции [13]. Во все месяцы теплого времени года в Бертеке возможны повышения дневных температур: выше +22 °С в июне, до +24,5 °С в июле (как в июле 1965 г., и одновременно снижаться ночью до –3,8 °С в течение того же июля 1965 г.), +17 °С в сентябре, +14 °С в октябре (как в 1964 г., хотя среднемесячная t_b этого месяца составила –11,5 °С). Подобные изменения температуры воздуха и почвы свидетельствуют о весьма значительных колебаниях радиационного баланса в течение суток. Поэтому в Бертекской котловине велика повторяемость туманов, зачастую радиационного происхождения, просвечивающих, иногда ледяных, – до 40 и более за год. Значительно и число дней с росой (> 40), инеем (125–160 – наибольшее для Алтая). Другим следствием суточной динамики радиационного (и теплового) баланса является интенсивное развитие горнодолинной циркуляции, усиленный ветровой режим, особенности которого будут рассмотрены ниже. В целом температурный фон теплого периода года в Бертекской котловине остается наиболее низким на всей территории Алтая (за исключением, вероятно, высокогорных участков с развитым оледенением).

Повсеместно февраль немного теплее января, но в целом конечный период зимы суровее начального. Температура воздуха самого холодного за исследуемый период февраля (в 1964 г.) была ниже температуры наиболее холодного января (в 1977 г.).

Самые минимальные температуры воздуха в холодный период года на Алтае характерны для окрестностей мст. Кош-Агач в другой котловине – Чуйской. Например, абсолютный минимум t_b за период 1960–1981 гг. был зафиксирован в январе 1980 г. и составил –54,6 °С в Кош-Агаче, –52,2 °С в Бертеке, –51,5 °С в Уландрыке, –50,6 °С в Усть-Улагане. Существование Чуйского «полоса холода», как правило, объясняется суженной формой и коленообразным крутым изгибом долины р. Чуи в северной части, сильно затрудняющими отток холодных воздушных масс с обширной площади склонов. На наш взгляд, не учитывается действие еще одного фактора. Именно в декабре и январе для мст. Кош-Агач отмечается увеличение

Таблица 2

Среднее месячное и годовое количество осадков (ср., мм), коэффициенты вариации (C_v)

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год	Холод. период XI–III	Теплый период IV–X
Джазатгор	Ср	9,6	12,0	10,5	16,5	28,1	36,0	49,8	38,3	28,0	27,8	23,0	15,8	295,4	70,9	224,5
Кош-Агач	Ср	3,1	2,3	1,8	4,5	7,4	18,7	27,7	20,2	9,9	3,4	5,8	6,3	111,1	19,3	91,8
Бертек	Ср	2,8	3,3	4,1	7,3	18,8	34,6	49,0	35,5	22,3	12,8	6,0	4,1	200,6	20,3	180,3
	C_v	0,99	1,3	0,72	0,58	0,54	0,53	0,42	0,46	0,43	0,59	0,84	3,12	1,3		

повторяемости ветров восточной четверти горизонта, преобладающих в это время года. Взаимное расположение хребтов на восточной границе котловины, их меньшее превышение по отношению к днищу в сравнении с западными границами препятствуют развитию «классических» (по: Б.П. Алисову [10]) фен в Чуйской степи. Об отсутствии условий для развития фен зимой в Чуйской степи упоминалось и Б.М. Кривоносовым [14]. В то же время в Бертекской котловине сохраняется преобладание юго-западных ветров, обуславливающих возможность развития фен на подветренной стороне хребта Южный Алтай.

Более высокие значения температуры воздуха в Бертеке в декабре-феврале еще не свидетельствуют о меньшей суровости зимы по сравнению с Кош-Агачем. В Бертекской котловине наблюдаются большие скорости ветра и значительная относительная влажность воздуха. Комплексное воздействие на тепловое состояние человека температуры, влажности и скорости ветра, оцениваемое как эквивалентно-эффективная температура, должно быть наиболее суровым именно на плоскогорье Укок. В Чуйской котловине низкие температуры, но в сочетании с сухостью воздуха и меньшими скоростями ветра переносятся человеком легче.

Отмеченные особенности термического режима приводят к усиленному морозному выветриванию скальных пород, наледообразованию, развитию процессов метаморфизма и перекристаллизации снежной толщи, способствующих формированию лавин и т.д.

По данным Б.М. Кривоносова, среднее годовое количество осадков на плоскогорье Укок составляет 230 мм [9]. Меньшее количество осадков выпадает только на мст. Кош-Агач в Чуйской степи – 127 мм, и в долине р. Чаган у подножия южных отрогов Северо-Чуйского хребта – 135 мм.

Величины осадков, определенные в данной работе, несколько отличаются: в Джазатгоре выпадает до 300 мм, в Бертеке – 200 мм (табл. 2, рис. 1). С увеличением высоты местности наблюдается перераспределение сумм осадков по периодам года. Если за холодный период в Джазатгоре выпадает 24% от годовой суммы, то в Бертеке – только 10% (табл. 3). Подобные особенности вполне согласуются с динамикой циркуляционных процессов и снижением температуры воздуха, ограничивающей возможность испарения, а также насыщенность воздуха водяным паром вблизи подстилающей поверхности. Увеличенная до 80% повторяемость антициклональных типов синоптических процессов над рассматриваемой территорией [15], дополнительный вклад в «местное» усиление антициклоничности радиационного выхолаживания высокоприподнятого массива плато, преобладание нисходящих потоков воздуха, стекающего на дно Бертекской котловины, являются причинами сухости зимы. Однако представленные величины осадков не вполне соответствуют наблюдаемой высоте снежного покрова.

Этому возможны два варианта объяснения:

– рассчитанное количество осадков за холодный период (см. табл. 2) является приуменьшенным вследствие погрешностей измерения. Но величина последних вряд ли составляет 50% и

Таблица 3

Суммы осадков для метеостанций Юго-Восточного Алтая

Показатель	Метеостанции			
	Джазатгор	Бертек	Уландрык	Кош-Агач
Высота над уровнем моря, м	1600	2250	2155	1760
Среднее годовое количество осадков, мм	295,4	200,6	157,3	111,1
Среднее количество осадков теплого периода, мм	224,5	180,3	137,3	91,8
Сумма осадков теплого периода в % от годовой суммы	76	90	87	83
Среднее количество осадков холодного периода, мм	70,9	20,3	20,0	19,3
Сумма осадков холодного периода в % от годовой суммы	24	10	13	17

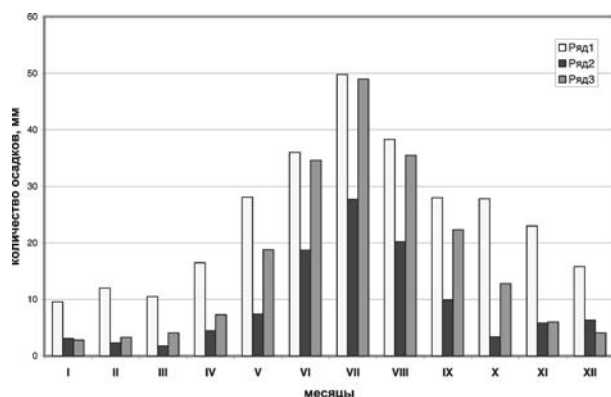


Рис. 1. Годовой ход осадков. Ряд 1 – мст. Джазатор, ряд 2 – мст. Кош-Агач, ряд 3 – мст. Бертек

исправленная сумма осадков в 30–40 мм также является незначительной.

– рассчитанное количество осадков является истинным. Более мощный, чем следовало бы ожидать в таком случае, снежный покров формируется под воздействием усиленной ветровой деятельности, характерной для плоскогорья. Снег активно перевевается (при небольшой плотности) и переносится с прилегающих территорий поземками и метелями. Повторяемость данных явлений для Бертека достаточно велика: число дней с поземком превышает 40, т.е. в 2–3 раза больше, чем на других станциях Алтая (исключая Кара-Тюрек). Число дней с метелями – до 30 – также увеличено. Возможно поступление снега с пригребневой части окружающих хребтов, прежде всего хребта Южный Алтай, где годовые суммы осадков составляют 1200–1500 мм [16]. Подобный массовый перенос снега через гребни хребтов, по мнению М.В. Тронева [12], основанному на исследованиях В.С. Ревякина, наблюдается на Алтае на всех высотах.

В то же время именно ветровые погрешности при измерении осадков могут оказываться определяющими в искажении итоговых величин, о чем свидетельствуют большие коэффициенты вариации месячных сумм за холодный период на обеих метеостанциях (см. табл. 2).

Распределение осадков теплого периода года по территории более равномерно. Если количество осадков за ноябрь–март в Бертеке и Джазаторе отличается в 3,5 раза, то за апрель–октябрь – лишь в 1,25 раза (на 25%). Обращает на себя внимание повышенная вероятность выпадения значительных суточных сумм осадков в Бертеке. Были отмечены случаи выпадения за сутки 7,6 мм осадков при месячной сумме 11,1 мм в марте (т.е. 67% месячной нормы за одни сутки); 17,1 мм за сутки – в мае; 24,4 мм – в июле и 28,1 мм – в августе.

Первоначальный вывод об изменении осадков с высотой на основе представленных данных

по Джазатору и Бертеку (табл. 2, 3) подтверждает закономерности, установленные Н.В. Мамонтовым [17] для пониженных форм рельефа Центрального и Юго-Восточного Алтая: плювиометрический градиент в холодное время года составляет $-7,8$ мм/100 м (у Н.В. Мамонтова – $-7,0$ мм/100 м), в теплое время года градиент – $-6,8$ мм/100 м (у Н.В. Мамонтова – -30 мм/100 м), и в целом за год – $-14,6/100$ м. Однако действительное распределение осадков по территории, по-видимому, сложнее.

При подъеме вверх по склонам долины р. Джазатор количество осадков увеличивается. Этому способствуют благоприятные для продвижения северо-западных циклонов орографические условия: своеобразный «воздуховод» из системы хребтов на севере, ориентация долины р. Аргут, суживающаяся форма долины р. Джазатор. Северо-западные циклоны являются «осадкообразующими» для плоскогорья Укок. При таких траекториях дополнительные восходящие движения воздуха, обусловленные орографией, способны вызывать увеличение количества выпадающих осадков до определенной высоты на юго-западных склонах Северо-Чуйского хребта и северо-восточных склонах плато Укок. Выпадению осадков из перемещающихся в циклонах воздушных масс, уже подвергшихся трансформации, способствует и низкое положение уровня конденсации вследствие увеличенной относительной влажности воздуха. Активно проявляются холодные фронты северо-западных циклонов, которые сохраняются на высотах более 1 км, несмотря на размывание в нижних своих частях из-за сильного прогрева равнинной территории Алтайского края в условиях жаркого лета. Упорядочение термической конвекции под воздействием вторичных холодных фронтов приводит к выпадению ливневых осадков [16], о которых упоминалось выше. Дневные температуры летних месяцев в районе Джазатора достаточны для развития местной конвективной облачности, также вызывающей осадки. Но для плоскостной поверхности плоскогорья Укок и Бертековской котловины вероятность развития местной конвекции ограничена низкими температурами, поэтому осадки здесь имеют преимущественно фронтальное происхождение. Именно при таком характере распределения осадков возможно наличие лесного пояса по обоим склонам долины р. Джазатор [18].

Ориентация осевой части хребта Южный Алтай в районе современного оледенения является неблагоприятной для активизации фронтов западных циклонов, но предопределяет значительное обострение фронтов юго-западных циклонов. Эволюция фронтов циклонов этого

(преобладающего) направления заключается в обострении, обуславливающим выпадение осадков на наветренных юго-западных и южных склонах хребтов Южный Алтай и массива Табын-Богдо-Ола. На подветренных северо-восточных и северных склонах этих хребтов, над плоскогорьем Укок размывание фронтов юго-западных циклонов, в соответствии с общепринятыми закономерностями эволюции атмосферных фронтов [19–20], сопровождается малооблачной сухой погодой. Восстановление теплого фронта после подобного переваливания на южных и юго-западных склонах Катунского, Южно- и Северо-Чуйского хребтов чаще возможно зимой. Формирование орографической окклюзии при перемещении холодных фронтов обуславливает выпадение осадков с обеих сторон горного хребта.

Увеличение скоростей ветра определяет метелевое перераспределение твердых осадков, выпадающих на верхних участках юго-западных склонов, в сторону северо-восточных. Высоты, на которых могут «фактически оседать» переносимые осадки, не выходят за пределы пригребневой зоны, где располагается область питания Алахинского ледника и многочисленные навесные снежники с характерными нависающими карнизами. Обрушение карнизов является причиной формирования лавин, перераспределяющих осадки дальше. А снос снега вниз под действием стоковых и ледниковых ветров завершает аккумуляцию осадков, выпадающих на юго-западных наветренных склонах, у подножия – северо-восточных подветренных. Как уже отмечалось, этот снег совместно с твердыми осадками иного происхождения легко переносится в Бертекскую котловину по поверхности плоскогорья Укок. Масштабность такого процесса в пределах плоскогорья и окружающих склонов хребтов является весьма значительной из-за уменьшения плотности воздуха с возрастанием общей высоты местности. На данное обстоятельство пока редко обращается внимание.

Ориентация северного склона хребта, входящего в состав горного узла Табын-Богдо-Ола, для обострения фронтов западных и, тем более, северо-западных циклонов, по сравнению с Южным Алтаем, благоприятнее. Увеличение количества осадков под воздействием рассмотренных факторов должно отмечаться и здесь. Подобное предположение подтверждается данными мст. Уландрык, располагавшейся несколько восточнее в долине р. Большие Шибеты на пологом склоне северных отрогов хребта Сайлюгем (см. табл. 3).

Положение центральной части южного хребта в массиве Табын-Богдо-Ола по отношению к юго-западным и западным циклонам еще вы-

годнее и сочетается с суживающимся руслом долины реки Сакгадыр (Сев. Канас), вытекающей из ледника Пржевальского. Общая сумма выпадающих здесь атмосферных осадков должна быть соизмерима с суммой для хр. Южный Алтай или даже превышать ее. Но орографические особенности способствуют в данном случае ветровому переносу снега не на северные склоны, а на северо-восточные. И «резкое ослабление оледенения» на северных склонах Табын-Богдо-Ола [12, с. 47] вполне согласуется с действием рассмотренных нами факторов. С таких же позиций можно рассматривать существование ледника Потанина в «...общих неблагоприятных климатических условиях» [12, с. 64]. Годовая сумма осадков на наветренном юго-западном склоне хребта горного узла Табын-Богдо-Ола, по нашим расчетам, может превышать 1500 мм. Метелевое перераспределение осадков на подветренный склон обеспечивает необходимое питание леднику Потанина. Ухудшение условий инсоляции склонов большого бокового притока с правой стороны (ледника Александры), который обеспечивает значительное дополнительное питание [1, с. 50], сочетается с низким температурным фоном. Вследствие псевдоадиабатического эффекта значения вертикального температурного градиента близки к сухоадиабатическому (до 1°/100 м) и наблюдается резкий контраст температуры воздуха у подножий и на высотах. Например, только от конца ледника, спускавшегося до 2900 м во время исследований М.В. Тронева [12, с. 67], до вершины 4358 м разница температур (без учета скачка при переходе с неледниковой на ледниковую поверхность) может составлять более 10 °С. Поэтому ороклиматический фактор оледенения для ледника Потанина до последнего времени оставался достаточно благоприятным.

В условиях прохладной летней погоды и наличия неглубокого водоупорного горизонта даже небольшие суммы осадков на плоскогорье Укок приводят к избыточному переувлажнению. Низкие отрицательные температуры, характерные для теплого периода года, вызывают формирование твердых линз «остаточной» воды в грунтах. Увеличенная повторяемость осадков ≥ 10 мм (2–3 случая в год) и даже ≥ 20 мм (1–2 случая) может способствовать сносу грунтов, формированию грязекаменных потоков.

Образование устойчивого снежного покрова в Бертеке в среднем отмечается 18 октября, но возможны более ранние – 4 октября (1966 г.) или более поздние даты – 16 ноября (1971 г.). Разрушение устойчивого покрова происходит 12 апреля, в отдельные годы – 30 марта (1974 г.) или 27 апреля (1975 г.). Часто весной при неоднократных возвратах холодов в первой и

второй декадах мая (1963, 1966, 1970, 1975 гг.), иногда в конце мая (1961 г.) образуются временные снежные покровы высотой 2–7 см.

Разница между датами образования устойчивого снежного покрова (у.с.п.) на лесных участках в окрестностях Джазатора и в Бертеке (поле) может составлять от 1 (1974 г.) до 31 (1972 г.) дня (табл. 4). Разрушение у.с.п. в Бертеке может наблюдаться позже, чем в Джазаторе (на 30 дней в 1968 г.), или раньше (на 8 дней в 1977 г.). Число дней с устойчивым снежным покровом – 176, со снежным покровом – от 177 (1967 г.) до 205 (1969 г.). Первый снег может наблюдаться в начале августа (6.VIII.1967 г.). Как и повсеместно на Алтае, в Бертеке характерны летние снегопады (21.VI.1967 г., 4.VII.1972 г. и др.).

Таблица 4

Даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова (у.с.п.) в отдельные годы для Бертека (поле) и Джазатора (лес)

Зима	Станция	Обр. у.с.п.	Разр. у.с.п.
1967/68 г.	Бертек	25.X	15.IV
	Джазатор	7.XI	16.III
1972/73 г.	Бертек	6.X	4.IV
	Джазатор	10.XI	26.III
1974/75 г.	Бертек	24.X	27.IV
	Джазатор	23.X	18.IV
1976/77 г.	Бертек	14.X	9.IV
	Джазатор	18.X	17.IV

К сожалению, снегосьемки в Бертеке и Джазаторе иногда проводились только раз в месяц, поэтому ряды их наблюдений не полные. Наблюдения за высотой снежного покрова по постоянной рейке в Бертеке практически непрерывны за весь период работы станции. Поэтому, несмотря на известные недостатки информации по постоянной рейке, ее необходимо использовать. Средняя многолетняя из наибольших высот снежного покрова по рейке в Бертеке составляет 15 см. Ее минимальное значение – 6 см – отмечалось в апреле 1968 г., а максимальное – 33 см – в ноябре 1976 г. Наиболее часто средняя высота по постоянной рейке составляет от 10 до 15 см (в 27% всех наблюдений) или от 20 до 25 см (27%).

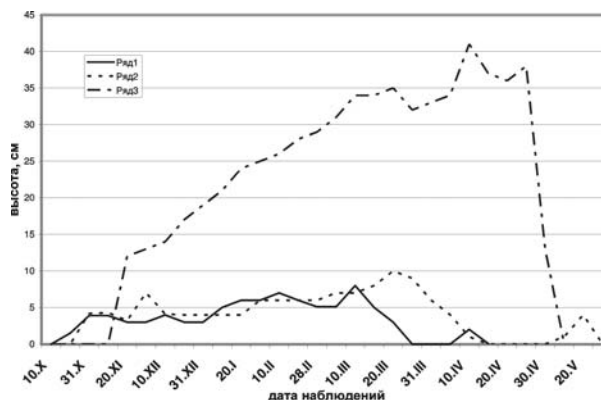


Рис. 2. Высота снежного покрова в окрестностях Бертека и Джазатора зимой 1974/75 г.

Ряд 1 – высота в Бертеке по снегосьемкам, ряд 2 – высота в Бертеке по постоянной рейке, ряд 3 – высота в Джазаторе по снегосьемкам

Средняя из наибольших высот по данным снегомерных работ – 13 см, минимальная – 6 см, а максимальная – 17 см.

Наблюдается несоответствие в пространственном распределении и времени установления максимальной высоты снега как в районах, различающихся по особенностям рельефа, характера растительности, так и в пределах небольших участков (рис. 2). В Джазаторе средняя из наибольших высот по снегосьемкам составляет 36–39 см, превышая высоту снега на полевых участках Бертекской котловины в 2,8–3 раза.

Плотность снежного покрова в Бертеке изменяется в отдельные зимы от 24 до 30–32 г/см³. Такие наибольшие значения плотности снега могут наблюдаться в начале зимы (ноябрь 1966–1967, 1976–1977 гг.) или в третьей декаде февраля–второй декаде марта. Соответственно запасы воды в снежном покрове составляют от 24–28 до 34–40 мм в конце февраля или первой половине марта. Зимой 1976/77 г. снегозапас в 42 мм отмечался 10 марта. Зимой 1974/75 г. наибольший запас воды в снеге в первой декаде марта составлял в Бертеке всего 17 мм, а в Джазаторе 30 апреля – 87 мм. Подобные значения снегозапаса в Джазаторе наблюдались также 10 апреля

Таблица 5

Средняя месячная и годовая скорость ветра (м/с)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Бертек	1,2	1,3	2,1	2,8	3,2	3,0	2,3	2,4	2,8	3,1	3,0	2,5	2,5
Кош-Агач	0,7	0,9	1,6	3,1	3,4	2,9	2,4	2,3	2,2	1,9	1,5	0,9	2,0

Примечание: данные мст. Кош-Агач приведены согласно [21].

Таблица 6

Повторяемость направлений ветра различных румбов, Бертек, %

С	ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	Ю	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
1	1	2	1	2	1	1	1	3	4	34	23	23	1	1	1

Таблица 7

Коэффициенты корреляции между значениями годовой температуры воздуха (1960–1981 гг.)

	Змеиногорск	Яйлю	Ак-Кем	Кара-Тюрек	Джаза-тор	Кош-Агач	Усть-Улаган
Бертек	0,41	0,47	0,68	0,37	0,72	0,74	0,73

1972 г. – 83 мм, 25 апреля 1975 г. – 87 мм.

Средняя годовая скорость ветра на мст. Бертек умеренна. Наибольшие скорости ветра отмечаются в переходные сезоны года (табл. 5, 6). В холодный период вероятно неоднократное усиление скоростей до 20 м/с, особенно в феврале. Ежегодно возможны увеличения скоростей до особо опасных, часто при СЗ направлении. В зимний период по обеим сторонам от перевалов на окружающих хребтах могут формироваться «стоковые» ветры.

Вычисление корреляционной зависимости между годовыми температурами воздуха на метеостанциях Алтая показало наиболее тесную взаимосвязь термического режима мст. Бертек с мст. Кош-Агач, Усть-Улаган и Джазатор (табл. 7).

Таким образом, приведенные коэффициенты еще раз наглядно подтверждают:

1) климатические характеристики Северо-Западного, Северного и Северо-Восточного Алтая (Змеиногорск, Яйлю) формируются под значительным воздействием воздушных масс с равнинной территории Западной Сибири и генетически наиболее взаимосвязаны с климатом Алтайского края;

2) климат наиболее приподнятого Центрального Алтая (Аккем, Кара-Тюрек), находящегося под влиянием атмосферных процессов над сибирскими равнинами и среднеазиатской территорией, отличается специфическими чертами контрастности;

3) генетическое единство климатических особенностей Юго-Восточного (Джазатор, Бертек, Кош-Агач) и Восточного Алтая (Усть-Улаган) обусловлено значительным влиянием Средней Азии и Монголии.

Литература

- Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая // Зап-ки Всер. геогр. об-ва. М., 1949. Т. 9.
- Сапожникова С.А. Особенности термического режима Горного Алтая // Вопросы климатологии: Труды НИИАК. Л., 1965. Вып. 33.
- Ревякин В.С. Природные льды Алтае-Саянской горной области (внутриконтинентальный вариант гляциосферы Земли). Л., 1981.
- Маринин А.М., Малков Н.П., Малков Ю.П., Огуреева Г.Н., Самойлова Г.С., Шмаков А.И. Ландшафтное и биологическое разнообразие плоскогорья Укок – природного объекта мирового наследия ЮНЕСКО // Социально-экономическое развитие Республики Алтай, международное сотрудничество в Алтайском горном регионе и перспективы развития транспортной системы на юге Западной Сибири: Мат. раб. совещ. Горно-Алтайск, 2001.
- Селиверстов Ю.П., Михайлов Н.Н., Редькин А.Г. Географическое положение плоскогорья Укок, геоморфологические и климатические условия, стихийные явления // Социально-экономическое развитие Республики Алтай, международное сотрудничество в Алтайском горном регионе и перспективы развития транспортной системы на юге Западной Сибири: Мат. раб. совещ. Горно-Алтайск, 2001.
- Галахов В.П., Редькин А.Г. Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола // География и природопользование Сибири. Барнаул, 2001. Вып. 4.
- Галахов В.П., Якубовский В.И. Среднеголетние максимальные снегозапасы в районе плоскогорья Укок // География и природопользование Сибири. Барнаул, 2003. Вып. 6.
- Красная книга Республики Алтай. Особо охраняемые территории и объекты / Под ред. А.М. Маринина. Горно-Алтайск, 2002.
- Кривоносов Б.М. Климаты Горного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск, 1975.
- Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии. Л., 1952. Ч. I, II.
- Голещихин В.П. Радиационный режим внутриконтинентальной горной области (Алтай, Саяны) // Гляциология Сибири. Томск, 1981. Вып. 1(16).
- Тронов М.В. Ледники и климат. Л., 1966.
- Самойлова Г.С. Ландшафтная структура физико-географических регионов Горного Алтая // Вопросы географии. М., 1982. Сб. 121.
- Кривоносов Б.М. Режим ветра в Горном Алтае // Гляциология Алтая. Томск, 1978. Вып. 12.
- Панженская Е.И., Попова К.И., Шевченко В.И. Синоптические процессы и их погодно-климатическое проявление в зимний период над Горным Алтаем // Тр. ЗСРНИГМИ. М., 1972. Вып. 6.
- Попова К.И., Егорина А.В. Атмосферные осадки Юго-Западного Алтая (генезис, география, изменчивость) // Гляциология Сибири. Томск, 1993. Вып. 4 (19).
- Мамонтов Н.В. Некоторые особенности вертикальной зональности осадков в Горном Алтае // Тр. НИИАК. Л., 1965. Вып. 26.
- Атлас Алтайского края. М.; Барнаул, 1978. Т. 1.
- Барри Р.Г. Погода и климат в горах: Пер. с англ.; Под ред. А. Хргиана. Л., 1984.
- Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Л., 1964. Ч. I.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3: Многолетние данные. СПб., 1993. Вып. 20.