

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
КЫРГЫЗСКО-РОССИЙСКИЙ СЛАВЯНСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Кафедра метеорологии,
экологии и охраны окружающей среды

М.В. Перова, О.А. Подрезов

**РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА
В ХОЛОДНОЕ ПОЛУГОДИЕ
И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ
ОТОПИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА
НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО,
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО
КЫРГЫЗСТАНА**

Бишкек 2013

УДК 551.554

П 26

Рецензенты:

профессор Э.М. Мамыров, профессор В.А. Юриков,
д-р физ.-мат. наук Я.И. Рудаев

Рекомендована к изданию
Научно-техническим советом ГОУВПО КРСУ.

Перова М.В., Подрезов А.О.

П 26 РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ХОЛОДНОЕ ПОЛУГОДИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОТОПИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО, СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КЫРГЫЗСТАНА. – Бишкек: Изд-во КРСУ, 2013. 181 с.

Изложены научные результаты климатических исследований режима температуры воздуха и климатических параметров отопительного периода на территории Северного, Северо-Западного Кыргызстана на основании анализа многолетних наблюдений метеорологических станций Кыргызгидромета, располагавшихся в долине Чуйской, Таласской и Чон-Кеминской долин и на склонах обрамляющих их хребтов.

Исследованы особые условия формирования режима зимних температур, связанные с частым развитием здесь сильных склоновых инверсий, когда в определенном слое она растет с высотой. Оценены мощность и интенсивность таких инверсий по данным станций вертикального климатического разреза. Определены климатические нормы различных температурных характеристик и параметров отопительного периода, а также найдены их высотные зависимости вплоть до высоты 3 км.

Предназначена для специалистов метеорологов, энергетиков, географов, экологов, аспирантов и студентов естественных специальностей, а также специалистов смежных областей знаний.

© ГОУВПО КРСУ, 2013

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
1. Физико-географическая характеристика ССЗК.	
Методика исследований	10
1.1. Рельеф, орография и метеорологическая освещенность территории.....	10
1.2. Общая характеристика климата	14
1.3. Вертикальное распределение средних температур воздуха в нижней тропосфере.....	25
1.4. Методика исследований	30
2. Статистическая характеристика склоновых инверсий температуры по данным вертикального климатического разреза.....	37
2.1. Распределение по склонам норм средних месячных и сезонных температур.....	38
2.2. Повторяемость и частота нижних и верхних склоновых инверсий температуры.....	43
2.3. Мощность нижних и верхних склоновых инверсий температуры.....	51
2.4. Величина нижних и верхних склоновых инверсий температуры.....	59
3. Статистическая характеристика режима температуры воздуха в холодное полугодие.....	68
3.1. Нормы средних месячных температур, нормы СКО и их годовой ход за различные периоды XX века.....	68
3.2. Временной ход и тренды средних температур воздуха.....	76

3.3. Временной ход и тренды скользящих 5- и 10-летних средних температур воздуха	83
3.4. Нормы минимальных и максимальных температур воздуха	93
3.5. Временной ход и тренды абсолютных экстремальных температур воздуха	102
4. Температурные параметры отопительного периода на различных высотах	114
4.1. Расчет характеристик норм температурных параметров по данным метеостанций	115
4.2. Высотные зависимости норм температурных параметров, их районные оценки и рекомендации по практической оценке параметров	121
4.3. Возможные изменения норм температурных параметров в будущем	128
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	136
ЛИТЕРАТУРА	139
ПРИЛОЖЕНИЯ	145

ВВЕДЕНИЕ

Северный, Северо-Западный Кыргызстан (ССЗК) включает расположенные на севере и северо-западе Тянь-Шаня Чуйскую, Чон-Кеминскую и Таласскую долины с их горными обрамлениями – хребтами Заилийским (южный склон), Кунгей (северный склон), Киргизский (северный и южный склоны) и Таласским (северный склон). Это экономически наиболее развитая и населенная часть территории Кыргызстана, где расположена ее столица – г. Бишкек. Располагаясь на периферии Тянь-Шаня ССЗК имеет диапазон высотных отметок от 0,5 до 4,87 км и сложное орографическое строение. В результате, до настоящего времени остаются недостаточно изученными его климатические условия, в том числе *температурный режим холодного полугодия и климатические параметры отопительного периода*, знание которых имеет большое практическое значение для решения важной социально-экономической задачи как тепло- и энергообеспечение населения и хозяйствующих субъектов в зимний сезон года.

К параметрам отопительного периода относятся такие его характеристики, как даты начала, конца и длительность, а также целый ряд расчетных температур (о которых речь пойдет ниже), которые необходимы для теплотехнических расчетов и определения рациональной структуры теплоэнергетического баланса (ТЭБ) территории. Иными словами, комплекс этих характеристик представляет собой климатическое обеспечение ТЭБа.

Трудность получения необходимых расчетных оценок температурных условий холодного сезона в ССЗК определяется уже упомянутыми большим диапазоном высотных отметок его территории (0,5–4,87км), сложными условиями горной орографии в сочетании с недостаточностью исходных метеорологических данных, так как большинство метеостанций располагается в днищах

долин. Закономерное понижение температурных характеристик с высотой места, характерное для горных районов, здесь очень часто нарушается склоновыми инверсиями температуры, т.е. ее обратным ходом, когда она повышается с высотой. Это связано с радиационным выхолаживанием приземного слоя воздуха, его застаиванием и дополнительным охлаждением в котловинных формах рельефа. Инверсии могут захватывать по высоте днища котловин (которые далее также будем называть долинами, как это принято в обиходе), подножье склонов и часто их среднегорную (до 2–2,5 км), а порой даже нижнюю часть высокогорной зоны. Все это потребовало специального изучения развития инверсий – приземных (начинающихся от земной поверхности) и приподнятых, т.е. начинающихся с некоторой высоты над землей. Третьим менее значимым для нашей задачи типом инверсий, которые также изучались, являются инверсии свободной атмосферы, с нижней границей на высотах более 2 км. В результате понадобилось провести специальное и обстоятельное научное климатическое исследование этой проблемы.

Целью исследований настоящей работы явилось изучение территориальных и временных закономерностей режима температуры воздуха в холодное время года на территории ССЗК и получение расчетных климатических параметров отопительного периода с решением *следующих задач*:

1. Оценка режимных характеристик склоновых инверсий, являющихся одним из главных факторов формирования режима температуры в регионе.
2. Определение закономерностей высотно-территориального распределения характеристик температуры воздуха в холодный период года.
3. Оценка основных тенденций временного хода характеристик температуры по имеющимся периодам наблюдения метеостанций.
4. Оценка расчетных значений климатических параметров отопительного периода, их высотных зависимостей и разработка рекомендаций по практическому использованию этих данных.

Исходным материалом для исследований послужили многолетние наблюдения метеорологических станций Кыргызгидромета. При этом, прежде всего, была отобрана специальная сеть из следующих 6 разновысотных метеостанций, расположенных компактно в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта в диапазоне высот 0,6–3,09 км, которая рассматривалась как «вертикальный климатический разрез» (ВКР), с помощью которого изучались склоновые инверсии температуры:

Жаны-Жер (596 м) – ось Чуйской долины, 30–35 км от подножья хребта,

Бишкек (756 м) – подгорная равнина, 20 км от подножья хребта,

Чон-Арык (1110 м) – подножье Киргизского хребта,

Байтык (1579 м) – нижняя часть склона Киргизского хребта,

Альплагерь (2130 м) – средняя часть склона Киргизского хребта,

Тюя-Ашуу северная (3090 м) – пригребневая зона Киргизского хребта.

По всем станциям были сделаны специальные выборки характеристик инверсий из архивных материалов наблюдений за 6 холодных сезонов 1978–1984 гг., что позволило получить данные о 1317 случаях ночных и 739 случаях дневных склоновых инверсий.

В результате удалось успешно решить все поставленные задачи и получить достоверные данные о параметрах склоновых инверсий температуры, климатически определить высотно-территориальные закономерности распределения режима средних и экстремальных характеристик температур, оценить временные тренды средних и экстремальных температур за период наблюдений станций, получить расчетные значения и высотные зависимости климатических норм температурных параметров отопительного периода.

Полученные результаты и выводы переданы в Кыргызский научно-технический центр «Энергия» для расчетов и обоснований по энерго-теплообеспечению отопительного периода в ССЗК.

Авторы надеются, что монография по полученным результатам и по своему методическому подходу будет полезна специалистам метеорологам, энергетикам, географам, экологам, а также студентам естественно-технических специальностей.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ВМО – Всемирная метеорологическая организация.

МС – метеорологическая станция.

ССЗК – Северный, Северо-Западный Кыргызстан.

ВКР – вертикальный климатический разрез.

МГЭИК – Межправительственная группа экспертов по изменению климата.

Параметры отопительного периода и инверсий температуры

$\tau_n, \tau_k, \Delta\tau$ – даты начала, конца и длительность отопительного периода.

t_x – средняя температура наиболее холодного периода.

$t_{\Delta\tau}$ – температура отопительного периода.

$t_5 (0.92), t_5 (0.98)$ – температуры наиболее холодной пятидневки с вероятностью не превышения, равной 0,92 и 0,98.

$t_1 (0.92), t_1 (0.98)$ – температура наиболее холодных суток с вероятностью не превышения 0,92 и 0,98.

ΔH – мощность (толщина) слоя инверсии температуры.

ΔT – интенсивность или величина повышение температуры в слое инверсии.

Статистики

\bar{T} – многолетние средние значения температуры или их климатические нормы (для месяца, года и всех характеристик температур).

$\sigma(T)$ – средние квадратические отклонения (или нормы СКО), температур в отдельные годы от климатических норм

$A(T)$ – коэффициенты асимметрии, характеризующие скошенность (асимметричность) эмпирических распределений температур.

$E(T)$ – коэффициенты эксцесса, характеризующие острровершинность распределений температур (по сравнению с нормальным законом).

$\sigma_{\bar{T}}, \sigma_{\sigma}, \sigma_A, \sigma_E$ – стандартные среднеквадратические ошибки.

b_1 или β – угловой коэффициент уравнения линейного тренда/высотной регрессии.

b_0 – остаточный член уравнения линейного тренда/высотной регрессии.

1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ССЗК. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. Рельеф, орография и метеорологическая освещенность территории

Кыргызстан (Кыргызская Республика) располагается в пределах Тянь-Шаня и Памиро-Алая, являющихся одними из самых высокогорных систем земного шара, в области 39°11'..., 43°16' с.ш. и 69°15'..., 80°18' в.д. (рис. 1.1). Абсолютные отметки территории находятся в диапазоне высот 0,4..., 7,439 км (пик Победы), при этом до 1 км площадь территории составляет 5,8 %, от 1 до 2 км – 22,6 %, от 2 до 3 км – 30,8 %, от 3 до 4 км – 34,0 %, свыше 4 км – 6,8 % [4, 25].

Исследуемая территория – Северный, Северо-Западный Кыргызстан (ССЗК) – занимает северную периферию Тянь-Шаня. Южная граница ССЗК условно проходит с запада на восток по гребневой линии хребтов Таласский, Сусамырский, Киргизский и Кунгей Ала-Тоо (рисунок 1.1). Северная граница совпадает с границей Кыргызстана. В пределах ССЗК находится Чуйская долина – наиболее экономически развитая и заселенная, а также Таласская и Чон-Кеминская долины.

Как видно на рисунке 1.1, все хребты ССЗК имеют широтное простирание, образуя за счет барьерного эффекта заметный климатораздел между ним и другими климатическими провинциями Кыргызстана. Принято выделять еще три провинции [25]: Юго-Западный Кыргызстан (дно Ферганской долины и ее горное обрамление), Северо-Восточный Кыргызстан (Иссык-Кульская котловина) и Внутренний Тянь-Шань (области, лежащие южнее ССЗК и восточнее ЮЗК).

Чуйская долина (рисунок 1.1) Занимает центральную часть ССЗК и имеет вид открытого и слабо наклоненного к западу

в пески Муюн-Кум большого конуса, вершина которого лежит на востоке у выхода р. Чу из Боомского ущелья [4, 23, 25].

Наклон днища долины на запад по ее оси мал (0,2–0,3°), длина в широтном направлении составляет около 220 км, а ширина меняется от 10–15 км на востоке до 60–70 км в средней части (район г. Бишкек) и еще более в западной части. Высота днища Чуйской долины в пределах ССЗК колеблется от 0,5 км в ее северной части до 1,2–1,4 км (подошва склонов) в южной, юго-восточной части.

С юга Чуйскую долину обрамляет высокий Киргизский Ала-Тоо со средней высотой гребня 3700 м, а максимальной – 4855 м (пик Западный Аламедин) [4, 25]. Северный склон, обрамляющий Чуйскую долину, протяженный и сильно изрезанный глубокими склоновыми долинами и ущельями. Высота подножий составляет примерно от 1 км на западе до 1,4 км на востоке. Превышение гребня хребта над дном долины около 3000 м. По оси долины протекает ее основная река – р. Чу. С северо-востока Чуйскую долину обрамляют южные склоны западных отрогов Заилийского Ала-Тау – хребет Жетижол (на востоке) и горы Киндыктас (западнее). Эти отроги постепенно понижаются на северо-запад от 3 км на востоке до 1 км на северо-западе, превышая дно долины на 0,4..., 1,6 км. Все правобережье Чуйской долины относится к Казахстану и не входит в изучаемую территорию.

Таласская долина (рисунок 1.1). В северо-западной части Кыргызской Республики расположена Таласская долина [4, 25]. На юге ее обрамляет Таласский, а на севере – Киргизский хребты. Она, как и Чуйская, имеет широтное простирание и длину около 200 км, а наибольшую ширину на западе до – 50 км. Долина заметно повышается к востоку от 650 м до 1 550 м (кышлак Буденный) и 2100 м в своей верхней части. На западе Таласская долина замыкается невысокими хребтами и поэтому ее принято относить к полузакрытым. Южные склоны Киргизского Ала-Тоо, обращенные к долине, короткие, северные склоны Таласского Ала-Тоо, напротив, широкие; образуются хорошо выраженные предгорья. Гребень скалистый, самая высокая вершина – Манас (4 488 м). Основная река долины – Талас.

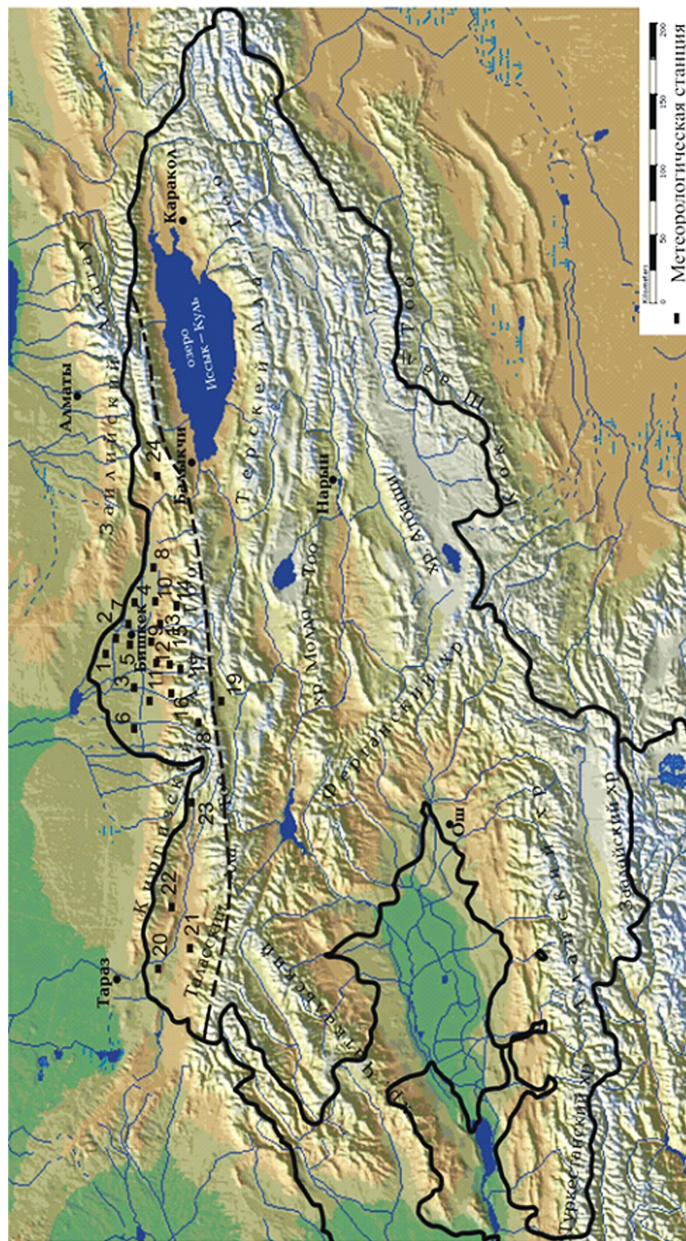


Рисунок 1.1. Рельефная карта Кыргызской Республики с выделением территории ССЗК и расположением метеостанций ССЗК (номер метеостанции соответствует приложению 1)

Чон-Кеминская долина (рисунок 1.1). Продолжением Чуйской долины на востоке является небольшая (длина днища около 30 км, ширина – до 8 км), замкнутая со всех сторон широтно-ориентированная Чон-Кеминская долина, отделенная от нее узким ущельевым участком реки Чон-Кемин – Боомским ущельем [4, 25]. Южный склон Заилийского Ала-Тау (средняя высота 3750 м) короткий, обращен южной своей частью к Чон-Кеминской долине. Северный склон хребта Кунгей Ала-Тоо (средняя высота 4200 м), обращенный к Чон-Кеминской долине, широкий и сравнительно пологий. Днище котловины лежит в пределах 1400..., 1800 м. По дну долины протекает основная река – Чон-Кемин.

Метеорологическая освещенность. В днищах долин и на склонах хребтов ССЗК в разное время работало 24 метеостанции (МС) [25]. Их местоположение показано на рисунок 1.1, а описание приведено в приложении 1.

Как видно, днище Чуйской долины может быть освещено 9 МС, расположенными в диапазоне высот от 596 до 823 м, а ее горное обрамление (включая подножье) – 10 станциями с высотами от 1028 м до 3225 м. Это позволило выделить из них сеть станций, представленную как вертикальный климатический разрез ССЗК в меридиональном направлении, для изучения характеристик склоновых инверсий температуры (см. п. 1.4 и раздел 2). В пределах этого разреза достаточно хорошо освещены области оси Чуйской долины, подгорной равнины, а также подножий, средней и верхней частей склонов в пределах высот 600..., 3200 м. Таласская долина может быть освещена 4 станциями (855..., 2150 м), а Чон-Кеминская – только одной (1532 м). Длительность рядов наблюдений составляет от нескольких лет до 50 и почти 100 лет. В целом, имеющаяся сеть станций, по расположению, длительности наблюдений достаточна для статистико-климатического исследования режима температуры и получения надежных результатов в рамках задач данной работы.

1.2. Общая характеристика климата

Формирование климата ССЗК, как и любой другой местности, осуществляется во взаимодействии радиационных условий, общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и особенностей подстилающей поверхности, рельеф и орография которой были рассмотрены в п. 1.1 [2, 25, 32]. Наиболее общей чертой климата ССЗК является его высотно-поясная зональность, обусловленная большим диапазоном высот от 0,6 до 4–4,5 км, где выделяются четыре различных климатических пояса [4–6, 7, 23, 25, 26, 44, 46]. Долинно-предгорный пояс (600...900–1200 м) характеризуется жарким летом (средняя температура июля 20...25°C) и умеренно прохладной (средняя температура января -4..., -7°C) и бесснежной зимой с большим дефицитом осадков. Среднегорный пояс (900–1200...2000–2200 м) имеет типичный умеренный климат с теплым летом ($T_{\text{сред}}(\text{июль}) = 18...19^\circ\text{C}$) и умеренно холодной ($T_{\text{сред}}(\text{январь}) = -7...-8^\circ\text{C}$), довольно устойчивой снежной зимой. Высокогорный пояс (2000–2200...3000–3500 м) отличается прохладным летом ($T_{\text{сред}}(\text{июль}) = 11...16^\circ\text{C}$) и холодной ($T_{\text{сред}}(\text{январь}) = -8...-10^\circ\text{C}$), местами многоснежной зимой. Нивальный пояс (3500 м и выше) характеризуется суровым, очень холодным климатом. Даже в нижней части этого пояса средние июльские температуры не превышают 4...7°C, а январские опускаются до -19...-22°C.

Общая циркуляция атмосферы. Масштабы общециркуляционных условий сравнимы с размерами континентов, поэтому рассматривать их для исследуемой территории возможно только в рамках Средней Азии. Общие черты циркуляционных особенностей Средней Азии в различные сезоны состоят в следующем [2, 9, 10, 25, 26, 46].

Летом планетарная высотная фронтальная зона (ПВФЗ) умеренных широт сдвигается к северу от Средней Азии, а, следовательно, туда же перемещается и наиболее интенсивная зона циклонической деятельности. Наибольшее влияние на погоду

в Кыргызстане в этот период оказывает радиационный фактор климата. В связи с интенсивным нагревом подстилающей поверхности на юго-востоке Средней Азии возникает бесфронтальная область низкого давления при жаркой, сухой и мглистой погоде.

Со второй половины октября наступает период, когда над Средней Азией активизируется циклоническая деятельность в результате перемещения ПВФЗ из более северных районов. Периоды существования ПВФЗ над югом Средней Азии в холодное полугодие характеризуются тем, что юго-западные течения на правой половине ПВФЗ переносят влажный воздух Средиземноморья или Аравийского моря. Холодные вторжения в осенний период наблюдаются значительно реже, но зато они более ярко выражены в погоде.

Циклоническая деятельность над Средней Азией продолжается весь декабрь и начало января. К середине января ПВФЗ и связанная с ней интенсивная циркуляция сдвигаются на районы зарубежного юга. Северная половина Средней Азии и Кыргызстан в это время находятся под влиянием сибирского антициклона, достигающего максимального развития. Преобладание ясной и тихой погоды в этот период приводит к сильному выхолаживанию воздуха.

В марте ПВФЗ начинает смещаться обратно к северу и располагается на южной границе Средней Азии, которая оказывается под воздействием зоны больших температурных контрастов, благодаря чему здесь происходит развитие интенсивной циклонической деятельности, сопровождающееся непродолжительными и сильными холодами. Во второй половине апреля – начале мая очаги формирования тропического воздуха начинают распространяться на пустыни Средней Азии, и в Кыргызстане происходит переход на летние типы циркуляции, т.е. активность циклонической деятельности спадает, начинается сезон грозовой деятельности и ливневых дождей, обусловленных холодными вторжениями и развитием мощной конвекции над прогретой и увлажненной земной поверхностью.

Радиационные факторы. Знание радиационных факторов важно не только как одних из основных, определяющих климат,

но и вызывающих дополнительный нагрев ограждающих конструкций (стен) [3, 4, 10, 25, 26, 46]. В приложении 2 приведены актинометрические данные по МС Бишкек (756 м) и Тянь-Шань (3614 м) для характеристики радиационного режима на разных высотах [36].

Так как территория ССЗК расположена в пределах 42 и 43°с.ш., то полуденная высота Солнца здесь не бывает даже в декабре ниже 23°, а в июне она достигает 70°. Среднегодовая продолжительность солнечного сияния на территории днища Чуйской долины и на МС Тянь-Шань практически одинакова и составляет 2584 ч и 2586 ч соответственно или 58 % от максимальной возможной. Из рисунка 1.2 видно, что продолжительность солнечного сияния на МС Бишкек имеет более ярко выраженные минимум и максимум в годовом ходе, чем на МС Тянь-Шань. Минимальная продолжительность отмечается в декабре на обоих МС и равна 121 ч (44 %) и 161 ч (57 %), что объясняется значительной облачностью и малой продолжительностью дня. Июль с его ясной погодой и большой продолжительностью дня характеризуется максимальной продолжительностью солнечного сияния – 337 ч (72 %) для Бишкека и 263 ч (59 %) для Тянь-Шаня.

Поступление прямой солнечной радиации Q в среднем за год в подгорных равнинах заметно меньше (Бишкек, $Q = 5547$ МДж/м²), чем в высокогорье (Тянь-Шань, $Q = 6660$ МДж/м²), что объясняется как уменьшением оптической толщины атмосферы, так и снижением ее мутности с высотой. Только в летние месяцы за счет развития конвективной облачности в горах значение Q на высотах становится меньше, чем в зоне подножий.

Радиационный баланс B в году (рисунок 1.3) положителен на всех высотах – Бишкек, $B = 2099$ МДж/м²; Тянь-Шань, $B = 1627$ МДж/м², но в высокогорье он на 20–25 % ниже, чем в зоне подножий, что объясняется увеличением эффективного излучения с высотой. На МС Бишкек баланс отрицателен только в январе (рисунок 1.3), тогда как на МС Тянь-Шань – с ноября по февраль.

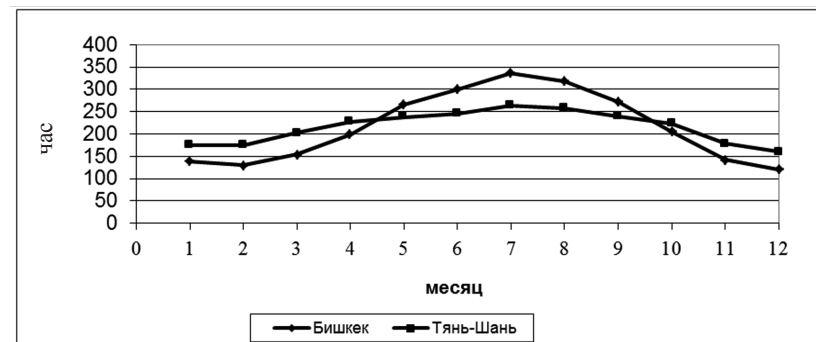


Рисунок 1.2 – Годовой ход продолжительности солнечного сияния по данным метеостанций Бишкек и Тянь-Шань

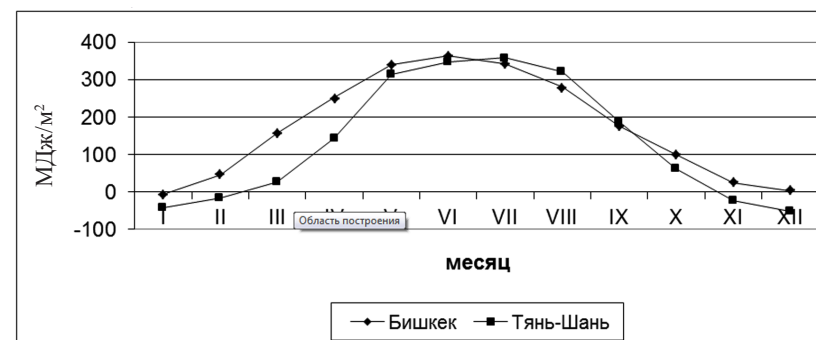


Рисунок 1.3 – Годовой ход радиационного баланса по данным метеостанций Бишкек и Тянь-Шань

Основные климатические данные. Основные климатические характеристики для территории ССЗК по данным метеостанций приведены в таблице 1.1, где они дифференцированы по высотным зонам и подобластям. Эти данные хорошо отражают наблюдаемую высотно-поясную зональность климата, являющуюся главной чертой климатических условий, и другие детали климата [36, 58].

Таблица 1.1

Основные климатические характеристики Чуйской, Таласской и Чон-Кеминской долин и их горного обрамления по данным метеостанций [2, 62]

Станция (номер на рис.1.1)	Вы- сота, м	Температура воздуха, °С						Суммы осадков, мм			Ветер	
		сред- няя годовая	сред- няя июля	сред- няя января	абсол. максим.	абсол. миним.	годовая ампли- туда	год	теплый период	холод- ный период	Средняя скорость, м/с	Шти- ли, %
Ось Чуйской долины												
Чуйская (1)	596	8,5	23,7	-9,5	44	-46	33,5	364	206	158		
Константи- новская (2)	645	9,7	24,4	-6,2	43	-44	30,6	272	170	102		
Кант (3)	740	9,6	23,5	-6,0	42		29,5	418	250	168		
Токмок (8)	817	9,7	23,1	-5,0	40	-37	28,1	426	269	157		
Подгорная равнина северных склонов Кыргызского Ала-Тоо: Чуйская долина												
Беловодск (3)	726	9,1	22,9	-6,1	41	-38	29,0	439	274	165		
Фрунзе (5)	756	10,1	24,4	-5,0	43	-38	29,4	395	247	148	1,9	18
Калинин- ское (6)	770	8,9	23,1	-7,3	42	-39	30,4	419	256	163		
Фрунзе АМСГ (15)	823	10,3	24,7	-4,6	41	-36	29,3	406	254	152		

Продолжение табл. 1.1

<i>Северные склоны и гребень Кыргызского Ала-Тоо</i>												
Юрьевка (10)	1028	9,6	22,8	-4,8	40	-33	27,6	484	302	182		
Чон-Арык (11)	1110	8,8	21,8	-3,7	30	-34	25,5	616	398	218	2,0	13
Норус (13)	1631	7,3	19,8	-5,2	36	-34	25,0	468	345	123		
Байтык (12)	1530	6,2	18,1	-6,0	34	-30	24,1	538	397	141	1,7	30
Арасан (14)	1800	5,2	16,1	-6,1	32	-35	22,1	488	370	118		
Ала-Арча (17)	2945	-1,0	8,8	-12,0	23	-31	20,8	707	586	121		
Тюя-Ашу северная (18)	3071	-1,7	8,5	-12,8	23	-37	21,3	718	502	216	4,1	25
Тюя-Ашуу южная (19)	3225	-4,1	6,9	-16,2	23	-37	23,3	855	613	242		
<i>Днище Таласской долины</i>												
Кызыл- Адыр (Кировское) (20)	855	7,7	22,3	-8,5	40	-42	30,8	256	151	105		

Ленинполь (21)	1187	6,8	20,1	-8,0	37	-40	28,1	231	152	79		
Талас (22)	1217	7,3	20,2	-6,6	40	-40	26,8	290	190	100	2,3	18
Южные склоны Кыргызского Ала-Тоо												
Ак-Таш (23)	2150	3,8	14,5	-8,2	32	-35	22,7	429	340	89		
Чон-Кеминская долина												
Ново- российка (24)	1532	4,5	16,6	-10,3	35	-36	26,9	433	342	91	1,4	44

Температура воздуха. Проявлением высотно-поясной зональности в режиме температуры является ее достаточно сильная корреляционная связь с высотой.

Так, по [44] для средних годовых температур (\bar{T}), средних из годовых максимумов (\bar{T}_+) и абсолютных максимумов (T_a) для территории ССЗК наблюдаются высотные регрессии (z , км):

$$\bar{T}(z) = -5,57z + 16,4 \pm 2,5, \quad (1.1)$$

$$\bar{T}_+ = -7,55z + 43,5 \pm 1,6, \quad (1.2)$$

$$T_a = -7,85z + 47,7 \pm 2,2, \quad (1.3)$$

коэффициенты корреляции r которых около -0,95 (коэффициенты детерминации $D = r^2 \approx 0,90$. Что означает, что 90 % дисперсии T объясняются регрессией).

Согласно (1.1)–(1.3), вертикальные градиенты в слое 0,5–3,2 км составляют для средних годовых температур $-5,57^\circ/1$ км, средних из годовых максимумов $-7,55^\circ/1$ км, а абсолютных максимумов $-7,85^\circ/1$ км. Средние квадратические ошибки регрессий невелики ($\pm 1,6 \dots, 2,5^\circ\text{C}$), что позволяет использовать регрессии для многих оценочных расчетов. Минимальные температуры воздуха имеют значимую корреляцию с высотой места из-за частых и интенсивных приземных инверсий в зоне днищ долин только для области склонов хребтов. Данные станций (таблица 1.1) хорошо согласуются с этими выводами.

Особенности режима температуры в Чуйской, Таласской и Чон-Кеминской долинах можно наглядно показать на примере Чуйской долины. Здесь наиболее низкая средняя годовая температура наблюдается по оси долины (МС Чуйская, $8,5^\circ\text{C}$), несмотря на более низкие высоты (до 600 м). К подножью Кыргызского Ала-Тоо она увеличивается до $10,3^\circ\text{C}$ (МС Фрунзе АМСГ, 823 м) и только выше по склонам начинает убывать, достигая отрицательных значений в высокогорной зоне. Очень наглядно это видно по распределению средней январской температуры: $-9,5^\circ\text{C}$ Чуйская, $-4,6^\circ\text{C}$ Фрунзе АМСГ и $-4,8^\circ\text{C}$ Юрьевка.

Июльские температуры ($23 \dots, 24,7^\circ\text{C}$) достаточно закономерно убывают с высотой, кроме самой нижней части долины. Несмотря на это, амплитуды средних температур (январь–июль)

существенно убывают к склонам, от 33,2°C в Чуйской и 29,3°C Фрунзе АМСГ, до 25,5°C в Чон-Арыке. Но особенно сильно убывают к склонам амплитуды абсолютных минимальных температур. На МС Чуйская амплитуда равна 90°C, на Фрунзе АМСГ – 76°C, а в Чон-Арыке – 64°C. Это, прежде всего, объясняется низким значением абсолютных минимумов, которые на этих станциях соответственно равны -46, -36 и -34°C. В результате континентальность климата в пределах днища Чуйской долины существенно уменьшается от ее нижней части к подножию.

Такую же картину следует ожидать в днищах Таласской и Чон-Кеминской долин, но описать ее также подробно не представляется возможным из-за более редкой сети станций. Таким образом, зональность в распределении температурных характеристик нарушается лишь в пределах днищ Чуйской, Таласской и Чон-Кеминской долин, тогда как на склонах обрамляющих их хребтов, она прослеживается довольно четко.

Осадки. Основные особенности режима осадков в днищах котловин ССЗК характеризуются следующим (таблица 1.1).

К сожалению, статистически значимые регрессионные зависимости осадков от высоты места (аналогичные температурным) в ССЗК отсутствуют, хотя имеют место достаточно четкие тенденции их увеличения с высотой в теплый период года. Годовое количество осадков в Чуйской долине [25] увеличивается с севера на юг и с запада на восток, сообразуясь с общим постепенным подъемом местности (таблица 1.1). На западе и северо-западе Чуйской долины годовая сумма осадков составляет 364 мм (МС Чуйская). В зоне подножья Кыргызского Ала-Тоо годовые суммы достигают 400–440 мм, выше по склонам осадки существенно увеличиваются до 700 мм в год и более. Максимальное количество осадков выпадает в теплое полугодие (апрель–октябрь), на их долю приходится от 55 до 83 % годовой суммы. В крайних пунктах суммы осадков теплого полугодия имеют следующие значения: Чуйская (северо-запад) – 206 мм, Токмак (на востоке) – 269 мм, Фрунзе АМСГ (на юге) – 254 мм. В холодное полугодие осадки распределяются по территории более равномер-

но. В среднем за сезон выпадает от 125 до 160 мм. На склонах Кыргызского Ала-Тоо в теплый период года количество осадков существенно увеличивается с высотой места. Так, на МС Чон-Арык (1028 м) выпадает 302 мм, а на МС Ала-Арча (2945 м) – 586 мм. В холодный период года высотная зависимость отчетливо не выражена.

В Кеминской долине годовая сумма осадков составляет 433 мм, из них основная часть 342 мм (79 %) приходится на теплый период года, тогда как в холодный выпадает всего 91 мм (21 %).

На западе Таласской долины годовая сумма осадков составляет 256 мм (МС Кировское). В зоне южного подножья Кыргызского Ала-Тоо годовые суммы достигают 290 мм (МС Талас), выше по склонам осадки увеличиваются до 429 мм в год (МС Ак-Таш). Максимальное количество осадков также выпадает в теплое полугодие (апрель–октябрь), на их долю приходится от 59 до 79 % годовой суммы. Изменение количества осадков по территории в это время года имеет те же тенденции, что и изменения годовых сумм, т.е. увеличение с высотой с запада на восток от 151 до 340 мм. В холодное полугодие осадки распределяются по территории более равномерно. В среднем за сезон выпадает от 79 до 105 мм.

Облачность. Облачность во всех долинах умеренная [29, 60], составляя в среднем за год 5,2–5,5 баллов по общей и 2,4–2,9 балла по нижней облачности. Она имеет хорошо выраженный годовой ход: максимум общей облачности наблюдается в весенний период (6–7 баллов), минимум отмечается летом и осенью (4 балла). Для нижней облачности максимум также приходится на весенний период, но с высоты 2000 м он наблюдается уже в весенне-летний период за счет развития конвективных форм. В распределении облачности по днищу долины как для общей, так и для нижней характерно увеличение облачности с высотой весной, летом и незначительно осенью, и уменьшение с высотой зимой.

Ветер. На режим ветра в ССЗК большое влияние оказывают общециркуляционные процессы и орография. Две трети

года здесь господствуют малоактивные атмосферные процессы, при которых орография является решающим фактором влияния на режим ветра. В результате возникают две характерные особенности: первая – это большая повторяемость слабых ветров и штилей (на градацию 0–1 м/с приходится 30–50 % случаев), которая в целом объясняется торможением общециркуляционных потоков горными системами Тянь-Шаня и Памиро-Алая [7, 59]; вторая – это развитие горно-долинных циркуляций при малооблачной погоде, когда имеет место развитие малоактивных атмосферных процессов. Так, среднегодовые скорости ветра по данным долинных и склоновых станций (МС Фрунзе, Чон-Арык, Байтык), составляют 1,7–2,0 м/с, а повторяемость штилей – 13–30 %. На высокогорной станции Тюя-Ашуу северная скорость ветра больше и равна 4,1 м/с, а повторяемость штилей составляет четвертую часть от общего числа случаев. В Таласской и Чон-Кеминской долинах также преобладают небольшие скорости ветра – 2,3 и 1,4 м/с соответственно, а повторяемость штилей в закрытой Чон-Кеминской долине составляет почти половину случаев.

В отдельные периоды при значительной активизации атмосферных процессов (прохождение атмосферных фронтов), в долине наблюдается усиление скоростей ветра общециркуляционных западных направлений, которые подавляют горно-долинные циркуляции. В другие периоды в долинах дуют умеренные, а в верхней части Чуйской долины – достаточно сильные восточные ветры, сопровождающиеся феновым эффектом, которые наблюдаются при значительных градиентах давления между северными районами Кыргызстана и центральными районами Средней Азии. Такая ситуация возникает при перемещении глубокого циклона по центральным районам Средней Азии, когда одновременно северные районы Кыргызстана оказываются под воздействием мощного отрога сибирского антициклона. Местные усиления ветра могут также наблюдаться с развитием кучево-дождевой облачности и гроз над горами.

1.3. Вертикальное распределение средних температур воздуха в нижней тропосфере

Распределение средних месячных температур воздуха в нижней тропосфере над Чуйской долиной уже дает ясное представление о степени ее инверсионности в различные сезоны года.

Статистические характеристики вертикальных профилей средних температур в нижней тропосфере (земля – 3 км) могут быть исследованы по данным справочника [6]. В нем за десятилетний период (1966–1975 гг.) приведены средние значения температуры воздуха (климатические нормы – \bar{T} , °C), их средние квадратические отклонения $\sigma\bar{T}$, коэффициенты асимметрии $A(T)$ и эксцесса $E(T)$ для двух сроков зондирования 03 ч (ночь) и 15 ч (день) по аэрологической станции Фрунзе для центральных месяцев сезонов (январь, апрель, июль, октябрь) и 6 стандартных высот до 3 км. Эти статистики вертикальных профилей \bar{T} даны в приложении 3, для наглядности на рисунке 1.4 показаны графики вертикальных профилей $\bar{T}(z)$.

Зима (январь), ночь. Как видно (приложение 3, рисунок 1.4), зимой в ночных условиях средние месячные температуры имеют инверсионное распределение до высоты около 600 м, повышаясь здесь от -7,3°C (земля) до -3,0..., -3,2 °C (600 м), что дает среднее значение вертикального градиента температуры $\gamma = -0,68^\circ/100$ м. Столь большие отрицательные вертикальные градиенты для месячных норм зимних температур отражают факт наличия устойчивой климатической инверсии, т.е. инверсии, хорошо выраженной в средних климатических данных, имеющей величину $\Delta T = 4,3^\circ\text{C}$, а мощность $\Delta H = 600$ м. Выше инверсионного слоя средний градиент температуры $\gamma = 0,27, \dots, 0,57^\circ/100$ м.

Надо ожидать, что собственно средние значения величин и мощностей инверсионных слоев будут еще больше (за счет исключения случаев неинверсионного распределения T). Средние квадратические отклонения $\sigma(T)$ на высотах 900 м и ниже колеблются в пределах 6,4..., 7,3°C.

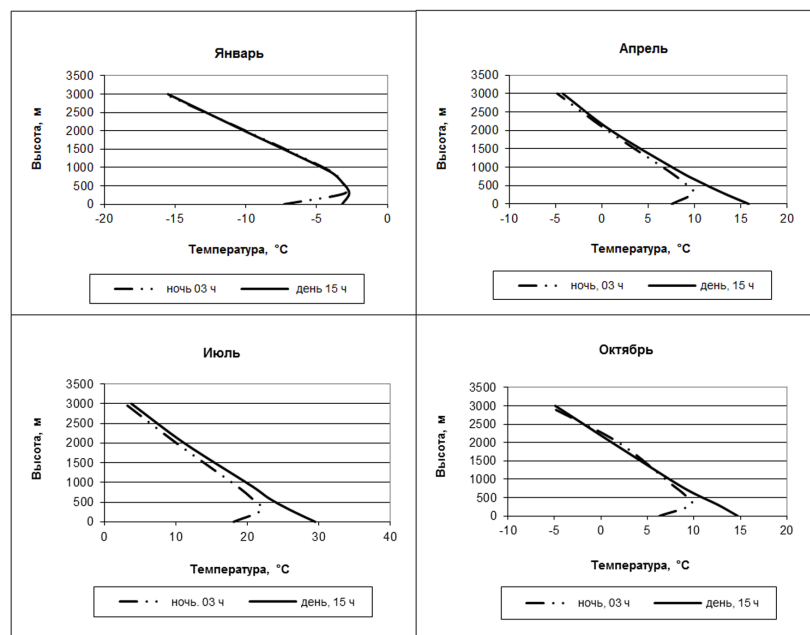


Рисунок 1.4 – Вертикальное распределение средних месячных температур воздуха в январе, апреле, июле, октябре на АС Фрунзе

Асимметрия эмпирических распределений профилей $\bar{T}(z)$ – нулевая или слабоотрицательная, коэффициенты $A(T)$ равны $-0,0\dots, -0,3$. Эксцесс распределений – малый в основном отрицательный по численным значениям ($E(T) = -0,2\dots, 0,3$).

Зима (январь), день. Днем климатическая инверсия еще сохраняется, средние месячные температуры имеют инверсионное распределение до высоты около 300 м, повышаясь здесь от $-3,2^\circ\text{C}$ (земля) до $-2,7^\circ\text{C}$ (300 м), что дает среднее значение вертикального градиента температуры $\gamma = -0,17^\circ/100$ м. Далее до высоты 600 м средние месячные температуры понижаются, но это понижение мало $\gamma = 0,17^\circ/100$ м, т.е. задерживающий слой сохраняется. Только выше 900 м градиент приобретает нормальное среднее для тропосферы значение, $\gamma = 0,55^\circ/100$ м.

Средние квадратические отклонения $\sigma(\bar{T})$ на высотах 900 м и ниже колеблются в пределах $6,4\dots, 7,0^\circ\text{C}$. Выше они уменьша-

ются до $5,1^\circ\text{C}$ на высоте 2 км и $4,6^\circ\text{C}$ на высоте 3 км, что говорит об ослаблении влияния земной поверхности с высот более 1 км. Асимметрия эмпирических распределений профилей $\bar{T}(z)$ слабоотрицательная, коэффициенты $A(T)$ равны $-0,1\dots, -0,2$, т.е. чуть меньше по модулю, чем ночью. Эксцесс также слабоотрицательный ($E(T) = -0,1\dots, -0,2$, за исключением $E(T) = 0,6$ на высоте 3 км).

Весна (апрель), ночь. Весной в ночных условиях инверсионное распределение средних месячных температур по сравнению с зимой сохраняется только до высоты около 300 м. Средняя температура повышается здесь от $7,6^\circ\text{C}$ (земля) до $9,9^\circ\text{C}$ (300 м), что дает среднее значение вертикального градиента температуры $\gamma = -0,77^\circ/100$ м. Большие вертикальные градиенты для месячных норм весенних температур подтверждают факт наличия устойчивой климатической инверсии так же, как и зимой, но имеющей величину и мощность в два раза меньшую $\Delta T = 2,3^\circ\text{C}$, $\Delta H = 300$ м. Выше 300 м градиент приобретает нормальное среднее для тропосферы значение, $\gamma = 0,56^\circ/100$ м.

Средние квадратические отклонения $\sigma(\bar{T})$ колеблются в пределах $4,7\dots, 5,6^\circ\text{C}$. Асимметрия эмпирических распределений профилей $\bar{T}(z)$ слабоотрицательная, коэффициенты $A(T)$ равны $0,0\dots, -0,2$, т.е. распределение слабоасимметрично. Эксцесс распределений мал и в основном отрицательный по численным значениям ($E(T) = 0,0\dots, -0,4$).

Весна (апрель), день. Днем климатическая инверсия не наблюдается и температура понижается с высотой, начиная от земной поверхности. В нижнем 600-метровом слое это понижение значительно, вертикальный градиент составляет $\gamma = 0,88^\circ/100$ м. Только выше 900 м градиент приобретает нормальное среднее для тропосферы значение $\gamma = 0,59^\circ/100$ м.

Средние квадратические отклонения $\sigma(\bar{T})$ на высотах 900 м и ниже колеблются в пределах $5,7\dots, 6,1^\circ\text{C}$. Асимметрия эмпирических распределений профилей $\bar{T}(z)$ нулевая. Эксцесс распределений мал или умеренный отрицательный ($E(T) = -0,1\dots, -0,6$).

Лето (июль), ночь. Летом в ночные часы инверсионное распределение средних месячных температур так же, как и весной сохраняется до высоты около 300 м. Средняя температура повы-

шается здесь от 18,1°C (земля) до 22,0°C (300 м), что дает среднее значение вертикального градиента температуры $\gamma = -1,30^\circ/100$ м. Такое большое отрицательное значение вертикального температурного градиента говорит о наличии летом ночью более интенсивной климатической инверсии нежели весной ($\Delta T = 3,9^\circ\text{C}$). Выше 300 м градиент приобретает значение $\gamma = 0,71^\circ/100$ м, т.е. средняя температура резко понижается с высотой.

Средние квадратические отклонения $\sigma(\bar{T})$ колеблются в пределах 3,0..., 3,5°C. Асимметрия эмпирических распределений профилей $\bar{T}(z)$ преимущественно нулевая или слабоотрицательная, коэффициенты $A(T)$ равны 0,1..., -0,4, за исключением $z = 3$ км, где $A(T) = 0,5$. Эксцесс распределений положительный, малый или умеренный ($E(T) = 0,1..., 0,7$).

Лето (июль), день. Летом днем, как и весной, климатическая инверсия не отмечается, и температура понижается с высотой, начиная от земной поверхности с вертикальным температурным градиентом в слое 600 м, равным $\gamma = 1,00, \dots 1,17^\circ/100$ м, а выше $\gamma = 0,74, \dots 0,86^\circ/100$ м.

Средние квадратические отклонения $\sigma(\bar{T})$ колеблются в пределах 3,2..., 4,2°C. Асимметрия эмпирических распределений профилей $\bar{T}(z)$ близка к нулевой, коэффициенты $A(T)$ равны -0,2..., 0,1, за исключением $z = 3$ км, где $A(T) = 0,5$. Эксцесс распределений малый ($E(T) = -0,3..., 0,2$).

Осень (октябрь), ночь. Осенью в ночное время средние месячные температуры, как и во все другие сезоны, также имеют инверсионное распределение до высоты около 300 м, повышаясь от 6,3°C (земля) до 9,7°C (300 м), что дает среднее значение вертикального градиента температуры $\gamma = -1,13^\circ/100$ м. Такое большое отрицательное значение вертикального температурного градиента говорит о наличии осенью ночью, как и летом, устойчивой климатической инверсии ($\Delta T = 3,4^\circ\text{C}$) в слое до 300 м. В слое от 300 м до 2000 м средняя температура понижается с высотой с $\gamma = 0,27, \dots 0,50^\circ/100$ м, а в слое от 2 до 3 км – с $\gamma = 0,76^\circ/100$ м.

Средние квадратические отклонения $\sigma(\bar{T})$ колеблются в пределах 3,9..., 6,0°C. Асимметрия эмпирических распределений профилей $\bar{T}(z)$ нулевая или слабоотрицательная, коэффициенты

$A(T)$ равны -0,4..., 0,1. Эксцесс распределений положительный, малый или умеренный ($E(T) = -0,5..., 0,4$).

Осень (октябрь), день. Днем климатическая инверсия не наблюдается, и температура понижается с высотой, начиная от земной поверхности с вертикальным температурным градиентом в слое 600 м, равным $\gamma = 0,70, \dots 0,83^\circ/100$ м, а выше – с $\gamma = 0,61, \dots 0,70^\circ/100$ м.

Средние квадратические отклонения $\sigma(\bar{T})$ колеблются в пределах 3,9..., 6,2°C, понижаясь с высотой, что говорит об ослаблении влияния земной поверхности с высот более 1 км. Асимметрия эмпирических распределений профилей $\bar{T}(z)$ мала и отрицательна, коэффициенты $A(T)$ равны -0,1..., -0,3. Эксцесс распределений малый и слабоотрицательный ($E(T) = -0,2..., 0,0$).

Таким образом, высотное распределение средних месячных температур по данным АС Фрунзе в слое от поверхности земли до 3 км показывает на наличие климатических инверсий в нижней тропосфере в течение всего года, которые особенно ярко проявляются в ночные часы во все сезоны года. При этом зимой инверсия ночью выражена сильнее всего, распространяясь до высоты 600 м, ее величина равна $\Delta T = 4,3^\circ\text{C}$, среднее значение вертикального градиента температуры $\gamma = -0,68^\circ/100$ м. Ослабляясь, она сохраняется даже днем до высоты 300 м. Весной величина инверсии ночью равна $\Delta T = 2,3^\circ\text{C}$, а мощность $\Delta H = 300$ м, средний градиент температуры равен $\gamma = -0,77^\circ/100$ м. Летом величина ночной инверсии равна $\Delta T = 3,9^\circ\text{C}$, мощность также $\Delta H = 300$ м, средний градиент температуры равен $\gamma = -1,30^\circ/100$ м. Осенью величина инверсии равна $\Delta T = 3,4^\circ\text{C}$, мощность $\Delta H = 300$ м, средний градиент температуры равен $\gamma = -1,13^\circ/100$ м. Наибольший за год средний инверсионный градиент температуры отмечается не зимой, как можно было ожидать, а летом в ночные часы ($\gamma = -1,30^\circ/100$ м). Выше 600 м распределение $T(z)$ во все сезоны имеет значение $\gamma = 0,50, \dots 0,60^\circ/100$ м, а летом $\gamma = 0,71^\circ/100$ м, т.е. ближе к характерным для тропосферы средним значениям.

Значения СКО убывают с высотой, что говорит об ослаблении влияния подстилающей поверхности с высотой. Статистические распределения $T(z)$ на всех высотах, как правило, слабые левоасимметричные и имеют относительно малый отрицательный эксцесс.

1.4. Методика исследований

Методика исследований заключается в климато-статистическом анализе многолетних метеорологических данных (специальные выборки, справочники, публикации), основанном на использовании первых 4 статистических моментов, методов корреляции и регрессии [20, 55], а также на использовании специальной сети разновысотных станций, расположенных в наклонной подгорной равнине и на северном склоне Кыргызского Ала-Тоо, в качестве вертикального климатического разреза (ВКР) для исследования склоновых инверсий температуры, являющихся характерной чертой климата ССЗК.

Вертикальный климатический разрез (ВКР) и его использование для оценки характеристик склоновых инверсий температуры

Схема орографического расположения станций ВКР, их высотное положение на северном склоне Кыргызского Ала-Тоо показаны на рисунках 1.5 и 1.6, описание станций приведено в приложении 1, а их дополнительная характеристика дана в таблице 1.2.



Рисунок 1.5 – Орографическая схема расположения станций ВКР

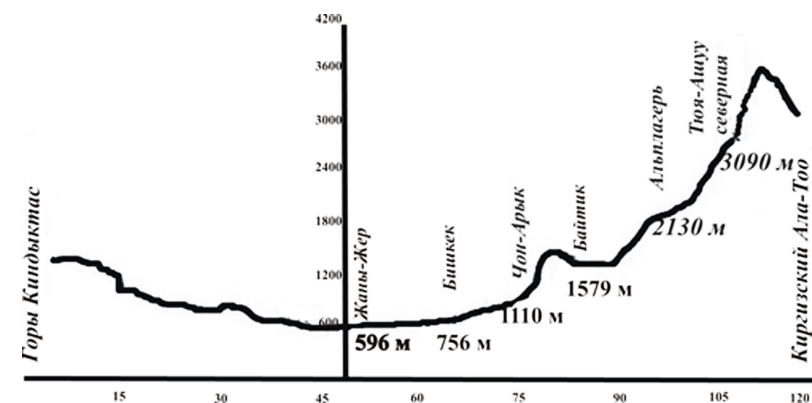


Рисунок 1.6 – Схема ВКР с высотным положением станций

Как видно, для разреза использовано 6 МС, три из них расположены в наклонной подгорной равнине, начиная от ее самой нижней осевой части (Жаны-Жер, 0,60 км), включая среднюю часть (Бишкек, 0,76 км) и подножье склона (Чон-Арык, 1,10 км), т.е. охватывая весь диапазон высотных отметок этой зоны ССЗК.

Таблица 1.2

Характеристика расположения станций ВКР

Станция	Высота, м	Расстояние от оси хребта, км	Расположение станции
Жаны-Жер	596	75	Ось Чуйской долины в ее северной наиболее низкой части
Бишкек	756	52	Подгорная равнина на удалении 20 км от подножья хребта
Чон-Арык	1110	41	Подножье северного склона Кыргызского хребта
Байтык	1579	24	Нижняя часть склона, долина р. Ала-Арча
Альплагерь	2130	10	Средняя часть склона, узкая долина р. Ала-Арча
Тюя-Ашуу северная	3071	3	Верхняя часть склона (пригребневая зона), узкая долина р. Карабалта

Три станции освещают непосредственно северный склон хребта. Это МС Байтык (1,59 км) в нижней части склона, МС Альплагерь (2,10 км) в его средней части и МС Тюя-Ашуу северная (3,09 км) в верхней пригребневой части (перевал Тюя-Ашуу расположен на высоте 3,59 км, т.е. выше станции всего на 0,5 км). Пограничная между подгорной равниной и склоном МС Чон-Арык, расположенная в зоне подножия, использовалась для описания обеих высотных зон.

В результате для анализа склоновых инверсий в наклонной подгорной равнине с перепадами высот около 510 м ($\Delta z = 1110 - 596$ м) в разрез включены 3 станции, характеризующие округленно высоты 0,6; 0,8 и 1,1 км, а для склона с перепадом высот около 2,5 км ($\Delta z = 3,6 - 1,1$ км) включены 4 станции, характеризующие округленно высоты 1,1; 1,6; 2,1 и 3,1 км. Таким образом, разрешающая высотно-климатическая способность разреза является достаточно высокой и показательной для анализа поставленных задач. Следует заметить, что все станции расположены примерно на одном меридиане (меридиан Бишкека, $\lambda = 74^\circ 53'$ с.ш.) и лишь две из них – Чон-Арык и Тюя-Ашуу северная находятся западнее на 50 и 60 км соответственно.

Все выводы, полученные на ВКР, без какой-либо особой коррекции могут быть распространены на склоны других хребтов ССЗК – Таласского Ала-Тоо и Кунгей-Ала-Тоо, так как их широтные различия находятся в пределах 1° , а долготные не превышают 600 км.

Разумеется, это касается только собственно склоновой части разреза. Днища Чуйской, Таласской и Чон-Кеминской долин исследованы отдельно. При этом Чуйская долины вошла в качестве составляющей в климатический разрез как его наклонная подгорная равнина.

Метеорологическая суть образования приземных инверсий подробно показана нами в работе [44]. Она состоит в том, что возникающие в наклонной подгорной равнине, днищах горных долин и котловин приземные радиационные инверсии приводят к возрастанию температуры вверх до подножия склона и даже

выше. В основном, это происходит за счет стока охлажденного над склонами воздуха вниз, его застаивания и дополнительного выхолаживания, так что нижняя граница склоновой инверсии обычно начинается на самых нижних отметках долины (котловины), когда в целом она заполнена линзой холодного воздуха, захватывающего часто подножье и нижнюю часть склонов. Условно назовем такие инверсии нижними.

Кроме того, над склонами могут развиваться антициклональные инверсии оседания и сжатия, условно назовем их верхними, распространяющиеся вниз до определенных уровней и не обязательно захватывающие высоты подножий и более низкие зоны.

Во многих случаях оба типа этих инверсий – нижних и верхних – сливаются, образуя мощную и интенсивную склоновую инверсию.

Таким образом, понятие величины $\Delta T^\circ\text{C}$ и мощности (толщины) ΔH склоновых инверсий и инверсий свободной атмосферы (рассмотренных, например, в п. 1.3) существенно различны, что надо ясно понимать как при климатическом анализе, так и при использовании его результатов.

За 6 холодных периодов (октябрь–апрель) 1978–1984 гг. были сделаны выборки температур по всем 6 станциям за два срока:

- ночной, соответствующий 00 часам 00 минутам ГСВ, когда ночные условия выражены наиболее полно;
- дневной, соответствующий 12 часам 00 минутам ГСВ, когда наиболее полно выражены дневные условия.

По этим выборкам были отобраны случаи ночных и дневных инверсий температуры, когда по данным станций она повышалась с высотой, начиная с одной из них. Условно все инверсии были классифицированы на два типа:

- тип 1 – *нижняя инверсия*, когда она начиналась от самой нижней МС Жаны-Жер или МС Бишкек и могла захватывать всю подгорную равнину от 600 м или от высоты 756 м до некоторого уровня на склоне Кыргызского Ала-Тоо;
- тип 2 – *верхняя инверсия*, когда она начиналась от МС Чон-Арык, расположенной в зоне подножия (или от МС Байтык

и Альплагерь) и, следовательно, не охватывала подгорную равнину, а захватывала только склон Кыргызского Ала-Тоо.

Эти выборки легли в основу написания раздела 2, целиком посвященного характеристикам склоновых инверсий температуры.

Статистический аппарат исследований. Статистический аппарат исследований включал компьютерные расчеты основных статистик эмпирических распределений (выборок) анализируемых метеорологических величин, их корреляций и регрессий, временных трендов с оценкой точности рассчитываемых характеристик и оценкой их статистической значимости. Дальнейший статистико-климатический анализ полученных расчетных данных основывался на общих методах и подходах, применяемых в климатологии [20, 55].

Основные статистики. Точечные оценки статистик распределений – среднее \bar{x} ; дисперсия $\sigma^2(x)$ (среднее квадратическое отклонение $\sigma(x)$); коэффициенты вариации $C(x)$, асимметрии $A(x)$ и эксцесса $E(x)$, а также их стандартные ошибки (соответственно $\sigma_{\bar{x}}$, $\sigma_{\sigma(x)}$, $\sigma_{C(x)}$, σ_A , σ_E) рассчитывались по программе EXCEL по известным формулам [20]:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_i x_i, \quad \sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma(x)}{\sqrt{n}}, \quad (1.4)$$

$$\sigma^2(x) = \frac{1}{n-1} \sum_i (x_i - \bar{x})^2, \quad \sigma(x) = \sqrt{\sigma^2(x)}, \quad \sigma_{\sigma(x)} = \frac{\sigma(x)}{\sqrt{2n-1}}, \quad (1.5)$$

$$c(x) = \frac{\sigma(x)}{\bar{x}}, \quad \sigma_{c(x)} = \frac{c(x)}{\sqrt{24}} \sqrt{1 + c^2(x)}, \quad (1.6)$$

$$A(x) = \frac{1}{(n-1)\sigma^3(x)} \sum_i (x_i - \bar{x})^3, \quad \sigma_A = \sqrt{\frac{6n(n-1)}{(n-2)(n+1)(n+3)}} \approx \sqrt{\frac{6}{n}}, \quad (1.7)$$

$$E(x) = \frac{1}{(n-1)\sigma^4(x)} \sum_i (x_i - \bar{x})^4 - 3, \quad \sigma_E = \sqrt{\frac{24n(n-1)^2}{(n-2)(n-3)(n+5)(n+3)}} \approx \sqrt{\frac{24}{n}}, \quad (1.8)$$

точечные оценки во всех случаях сопровождалась стандартными ошибками, что позволяло судить о надежности статистик. В ряде случаев рассчитывался доверительный интервал статистики для доверительной вероятности $p=0,95$. Например, для среднего он равен:

$$\bar{x} \text{ (интер)} = \bar{x} \pm t_{(q, n-1)} \sigma(x), \quad (1.9)$$

где $t_{(q, n-1)}$ – квантиль t-распределения с уровнем значимости $q=1-p$ и $(n-1)$ степенями свободы (при объеме выборки $n > 30$ использовался квантиль стандартного нормального распределения z_q).

Корреляция, регрессия, тренды. По программе EXCEL рассчитывались коэффициенты парной линейной корреляции r и уравнения линейных регрессий

$$Y = b_1 x + b_0 \pm \sigma_r, \quad (1.10)$$

где x – независимая случайная величина; b_1 и b_0 – угловой коэффициент и остаточный член регрессии, рассчитываемые по методу наименьших квадратов; σ_r – стандартная ошибка регрессии.

Для временных рядов в случае, когда x – время, определялся тренд, численно равный b_1 . Нелинейные тренды вследствие сложности их интерпретации не использовались.

Оценки значимости статистик и параметров. Оценка значимости статистик и параметров может быть приведена по доверительному интервалу (например, если b_0 (интер) включает ноль, то можно принять: $b_0 = 0$), по t-критерию Стьюдента и F-критерию Фишера [20]. По выборке рассчитывались эмпирические значения критериев ($t_{\text{эмп}}$ и $F_{\text{эмп}}$), а затем по t и F-распределениям находились их критические значения на уровне доверительной вероятности $p = 0,95$. Сравнением $t_{\text{эмп}}$ и $t_{\text{крит}}$, $F_{\text{эмп}}$ и $F_{\text{крит}}$ решался вопрос о статистической значимости на уровне $p = 0,95$.

Значимость коэффициентов A и E оценивалась по приближенным правилам [20, 55]:

$$\frac{|A|}{\sigma_A} > 3 \text{ (A – значимо); } \frac{|E|}{\sigma_E} > 4 \text{ (E – значимо)}. \quad (1.11)$$

Перечисленные статистические методы расчетов применялись как к исходным рядам метеорологических величин, так и к преобразованным рядам – скользящим 5- и 10-летним средним, по которым рассчитывались их временные тренды. Кроме того, для некоторых временных рядов рассчитывались автокорреляционные функции, численно равные коэффициентам линейной корреляции между сечениями с временным сдвигом переменной τ .

Следовательно, в работе использовались со всей возможной корректностью классические методы математической статистики на основе применения современных прикладных компьютерных программ.

Таким образом, по результатам анализа раздела I можно сделать следующие выводы:

1. Главными особенностями режима температуры в ССЗК является ее закономерное понижение с высотой, определяющее климатическую высотную-поясную зональность, и одновременное развитие здесь склоновых инверсий температуры в ночные часы в течение всего года, а в холодный период часто и в дневное время, что является важной климатической особенностью региона.

2. Наличие климатических инверсий в нижней тропосфере в течение всего года подтверждается высотным распределением средних месячных температур по данным АС Фрунзе в слое от поверхности земли до 3 км, которые особенно ярко проявляются в ночные часы во все сезоны года. При этом зимой инверсия ночью выражена сильнее всего, распространяясь до высоты 600 м, ее величина равна $\Delta T = 4,3^{\circ}\text{C}$. Ослабляясь, она сохраняется даже днем до высоты 300 м. Весной интенсивность инверсии ночью снижается ($\Delta T = 2,3^{\circ}\text{C}$), летом ночная инверсия усиливается ($\Delta T = 3,9^{\circ}\text{C}$), а осенью величина инверсии равна $\Delta T = 3,4^{\circ}\text{C}$. Мощность в течение всех этих сезонов $\Delta H = 300$ м. Наибольший за год средний инверсионный градиент температуры отмечается не зимой, как можно было ожидать, а летом в ночные часы ($\gamma = -1,30^{\circ}/100$ м).

3. Склоновые инверсии могут быть двух типов: 1) *нижние*, чисто радиационные, нижняя граница которых лежит в области высот подгорных равнин (днищ котловин), 2) *верхние*, антициклональные с нижней границей, лежащей в области склонов хребтов. Наиболее эффективно их характеристики могут быть изучены по данным сети станций вертикального климатического разреза ССЗК.

2. СТАТИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛОНОВЫХ ИНВЕРСИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПО ДАННЫМ ВЕРТИКАЛЬНОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Склоновое распределение характеристик температуры в ССЗК и, прежде всего, склоновых инверсий температуры исследовалось по данным станций вертикального климатического разреза (ВКР) с использованием специальных выборок, а также данных справочника [36, 58].

Специальные выборки нами были сделаны по всем 6 станциям ВКР для случаев возникновения как нижних, так и верхних склоновых инверсий температуры (см. п. 1.4) за 6 холодных периодов 1978–1984 гг. Всего было исследовано 1274 случая инверсий, в том числе 985 нижних и 332 верхних для ночных условий и 553 нижних и 186 верхних для дневных условий. Эти данные легли в основу расчетов и анализа повторяемости и частоты инверсий, их мощности и интенсивности для дня и ночи по сезонам года и за холодный период в целом. Такое исследование для ССЗК проведено впервые.

Кроме этого, было проанализировано также высотное распределение норм средних месячных и сезонных температур воздуха для 5 станций климатического справочника [36, 58], входящих в ВКР.

2.1. Распределение по склонам норм средних месячных и сезонных температур

Распределение норм средних месячных температур воздуха по данным склоновых станций, входящих в ВКР, может дать ясное представление о возможной степени развития склоновых инверсий в различные сезоны года. При этом надо помнить, что распределение температуры по склону и в свободной атмосфере (см. п. 1.4) может сильно отличаться.

Исследованию влияния рельефа на распределения температур в Средней Азии посвящен ряд работ [7, 25, 44, 46], в том числе [42], в которых анализируются склоновые инверсии и изотермии в горах Средней Азии. Однако непосредственно территория Северного Кыргызстана в этих работах описывается фрагментарно с привлечением единичных станций.

Рассматриваемое в этом пункте распределение средних температур по склону Кыргызского Ала-Тоо было исследовано по данным справочника [36, 58] в объеме станций вертикального климатического разреза. В таблице 2.1 приведены заимствованные из [7] средние значения температуры воздуха (климатические нормы \bar{T} , °C и их вертикальные градиенты γ °/100 м) для пяти метеорологических станций для центральных месяцев сезонов (январь, апрель, июль, октябрь). Для наглядности на рисунке 2.1 показаны распределения этих значений температуры воздуха. К сожалению, данные справочника не позволяют рассмотреть $\bar{T}(z)$ отдельно для дня и ночи.

Зима. Как видно (рисунок 2.1, таблица 2.1), зимой средние месячные температуры имеют хорошо выраженное инверсионное распределение от МС Жаны-Жер (высота 600 м) до МС Чон-Арык (подножье, высота 1110 м) во все месяцы сезона, повышаясь здесь от -6,4°C до -2,2°C в декабре, от -9,5 до -3,7°C в январе, от -6,2 до -5,9°C в феврале, что дает среднее значение вертикальных градиентов температуры $\gamma = -0,82^\circ/100$ м, $\gamma = -1,14^\circ/100$ м и $\gamma = -0,65^\circ/100$ м соответственно. Столь большие вертикальные градиенты для месячных норм зимних температур отражают на-

личие от оси до подножья Чуйской долины устойчивой склоновой климатической инверсии, т.е. инверсии, хорошо выраженной в средних приземных климатических данных. Она имеет наибольшую величину $\Delta T = 5,8^\circ\text{C}$ в январе, несколько меньшие значения $\Delta T = 4,2^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 3,3^\circ\text{C}$ в декабре и феврале.

Мощность инверсии $\Delta H = 510$ м, что также хорошо иллюстрирует рисунок 2.1. Как и для климатической инверсии в свободной атмосфере (см. п. 1.3), надо ожидать, что собственно средние значения величин и градиентов инверсионных слоев будут еще больше (за счет исключения случаев неинверсионного распределения T). Таким образом, зимние условия наиболее благоприятны для развития инверсионного состояния во все месяцы сезона.

Весна. Весной (рисунок 2.1, таблица 2.1) склоновые климатические инверсии наблюдаются только в марте и значительно меньшей мощности и величины: средние месячные температуры имеют инверсионное распределение от МС Жаны-Жер (высота 600 м) до МС Бишкек (высота 756 м), повышаясь здесь от 2,7 до 3,8°C, что дает среднее значение вертикального градиента температуры $\gamma = -0,71^\circ/100$ м, мощность $\Delta H = 156$ м, а величину инверсии $\Delta T = 1,1^\circ\text{C}$. В апреле и мае климатических инверсий уже нет, вместо них в высотной зоне Жаны-Жер Бишкек наблюдается почти изотермия, а выше падение температуры с высотой с обычным градиентом, близким к среднему $\gamma = 0,61^\circ/100$ м.

Лето. Летом (рисунок 2.1, таблица 2.1) средние месячные температуры имеют слабое инверсионное распределение в зоне от МС Жаны-Жер (высота 600 м) до МС Бишкек (высота 756 м) во все месяцы, повышаясь здесь от 21,1 до 21,3°C в июне, от 23,7 до 24,1°C в июле, от 22,2 до 22,6°C в августе, что дает среднее значение вертикального градиента температуры $\gamma = -0,13^\circ/100$ м в июне, $\gamma = -0,27^\circ/100$ м в июле и августе, то есть инверсионный характер распределения температуры воздуха восстанавливается, как это ни кажется странным на первый взгляд, в летние месяцы. Объясняется это достаточно сильным радиационным выхолаживанием приземного воздуха в ночные часы, т.е. составляющей ночных температур достаточно для проявления эффекта инверсии, так как ясно, что днем летом инверсии разрушаются.

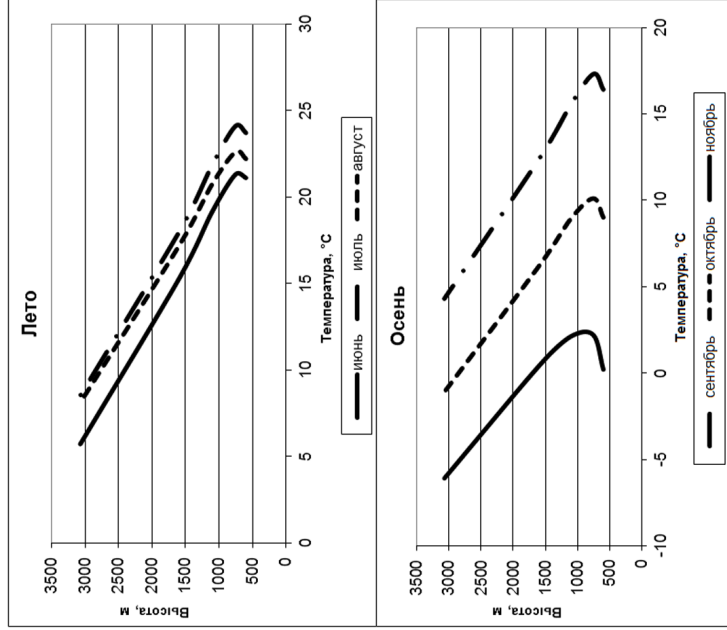
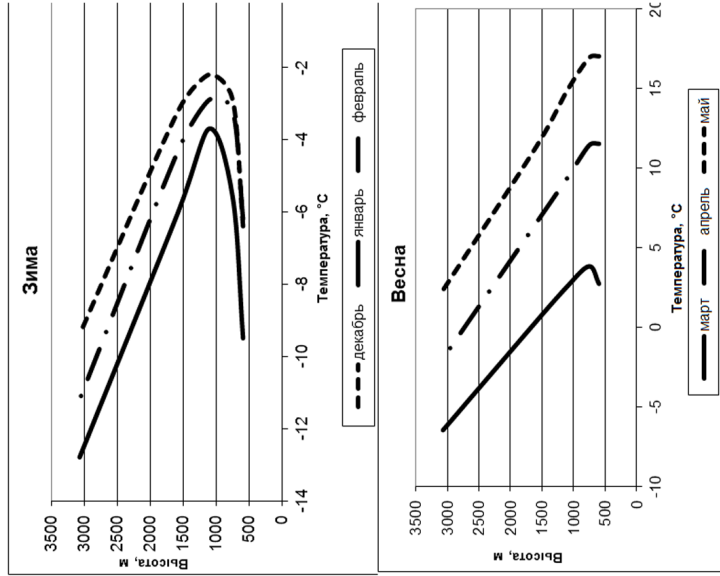


Рисунок 2.1 – Распределение норм средних месячных воздуха зимой, весной, летом, осенью по данным метеостанций вертикального климатического разреза

Таблица 2.1

Нормы средних месячных температур \bar{T} и их вертикальные градиенты γ по данным 5 метеорологических станций вертикального климатического разреза [7]

Станция, z, м	Зима				Весна			
	Декабрь		Январь		Февраль		Март	
	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м
Жань-Жер, 600	-6,4		-9,5		-6,2		2,7	
Бишкек, 756	-2,9	-2,24	-5,6	-2,50	-3,2	-1,92	3,8	-0,71
Чон-Арык, 1110	-2,2	-0,20	-3,7	-0,54	-2,9	-0,08	2,5	0,37
Байтык, 1579	-3,2	0,21	-6,0	0,49	-4,3	0,30	0,4	0,45
Тюя-Ашуу северная, 3071	-9,4	0,42	-12,8	0,46	-11,2	0,46	-6,5	0,46
Лето								
Станция, z, м	Июнь		Июль		Август		Сентябрь	
	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м
Жань-Жер, 600	21,1		23,7		22,2		16,4	
Бишкек, 756	21,3	-0,13	24,1	-0,26	22,6	-0,26	17,3	-0,58
Чон-Арык, 1110	19,1	0,62	21,8	0,65	20,7	0,54	15,5	0,51
Байтык, 1579	15,4	0,79	18,1	0,79	17,3	0,72	12,5	0,64
Тюя-Ашуу северная, 3071	5,7	0,65	8,5	0,64	8,1	0,62	4,3	0,55
Осень								
Станция, z, м	Октябрь		Ноябрь		Декабрь		Январь	
	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м	T, °C	$\gamma^\circ/100$ м
Жань-Жер, 600	17,0		16,9		14,8		11,4	
Бишкек, 756	17,0		16,9		14,8		11,4	
Чон-Арык, 1110	17,0		16,9		14,8		11,4	
Байтык, 1579	17,0		16,9		14,8		11,4	
Тюя-Ашуу северная, 3071	17,0		16,9		14,8		11,4	

Выше МС Бишкек температура воздуха понижается и градиент приобретает нормальное среднее для тропосферы значение – $\gamma = 0,54, \dots 0,66^\circ/100 \text{ м}$.

Осень. Осенью (рисунок 2.1, таблица 2.1) средние месячные температуры имеют более хорошо выраженное, чем летом инверсионное распределение в нижней части Чуйской долины от МС Жаны-Жер (высота 600 м) до МС Бишкек (высота 756 м) во все осенние месяцы, повышаясь от 16,4 до 17,3°C в сентябре, от 9,0 до 10,1°C в октябре, от 0,2 до 2,2°C в ноябре, что дает средние значения вертикального градиента температуры $\gamma = -0,60^\circ/100 \text{ м}$, $\gamma = -0,73^\circ/100 \text{ м}$ и $\gamma = -1,33^\circ/100 \text{ м}$ соответственно. Величина климатической инверсии увеличивается от $\Delta T = 0,9^\circ\text{C}$ в сентябре до $\Delta T = 2,0^\circ\text{C}$ в ноябре, а мощность инверсии осенью равна $\Delta H = 156 \text{ м}$, то есть в осенний период инверсии по склону постепенно усиливаются от сентября к ноябрю, достигая максимального значения в последний месяц осени.

В ноябре в слое от МС Бишкек (высота 756 м) до МС Чон-Арык (высота 1110 м) отмечается очень малое понижение средней температуры воздуха – всего на 0,1°C, что дает среднее значение вертикального градиента температуры – $\gamma = 0,03^\circ/100 \text{ м}$, то есть это практически изотермия. Такой малый градиент средней температуры воздуха говорит о том, что в ноябре задерживающий слой сохраняется до высоты МС Чон-Арык. Только выше МС Байтык (высота 1579 м) градиент приобретает близкое к нормальному среднему для тропосферы значение – $\gamma = 0,44^\circ/100 \text{ м}$.

Таким образом, распределение норм средних месячных температур на склоновых станциях вертикального климатического разреза на высотах от 600 м (МС Жаны-Жер) до 3071 м (МС Тюя-Ашуу) указывает на наличие склоновых климатических инверсий в течение всего года, за исключением апреля и мая, в нижней долинной зоне от МС Жаны-Жер (высота 600 м) до МС Бишкек (высота 756 м), а зимой и до МС Чон-Арык (высота 1110 м), т.е. до подножия склона.

Наиболее интенсивные и мощные инверсии возникают зимой, захватывая всю подгорную равнину до подножия ($\Delta T = 3,3, \dots 5,8^\circ\text{C}$, $\Delta H = 510 \text{ м}$). Весной они разрушаются, сохраняясь только в марте, сильно ослабевая по величине и мощности ($\Delta T = 1,1^\circ\text{C}$, $\Delta H = 156 \text{ м}$). Апрель и май – единственный период в году, когда склоновые инверсии не наблюдаются. Летом инверсионный характер распределения температуры воздуха по склонам начинает восстанавливаться за счет ночного выхолаживания приземного воздуха ($\Delta T = 0,2, \dots 0,4^\circ\text{C}$, $\Delta H = 156 \text{ м}$). Осенью инверсии постепенно усиливаются ($\Delta T = 0,9, \dots 2,0^\circ\text{C}$, $\Delta H = 156 \text{ м}$) в преддверии зимнего максимального развития инверсионного состояния, причем в конце осени (ноябрь) выше МС Бишкек до высоты подножия наблюдается практически изотермия, т.е. задерживающий слой формируется в пределах всей подгорной равнины.

2.2. Повторяемость и частота нижних и верхних склоновых инверсий температуры

В климатологии под повторяемостью понимается относительная частота или частость (в статистике) явления, выраженная в долях единицы или в процентах. Число случаев с явлением называется частотой, она характеризует абсолютную повторяемость (в отличие от частости). Используем обе эти статистики для описания режима нижних склоновых инверсий, т.е. развивающихся в области подгорной равнины, и верхних склоновых инверсий, которые развиваются на склонах выше подножия по данным станций вертикального климатического разреза.

В таблице 2.2 приведены полученные нами для ВКР статистические характеристики повторяемости P нижнего и верхнего типа инверсий для дня и ночи, холодного периода (октябрь–апрель) в целом и по трем его сезонам – осень, зима и весна (рассчитанные по выборке за 6 холодных периодов 1978–1984 гг.). Как видно, достаточно большие объемы выборок (приведены в таблице 2.4)

Таблица 2.2

Статистики эмпирических распределений
относительной повторяемости Р нижних и верхних инверсий
для холодного периода за 1978–1984 гг.

Время суток	$\bar{P} \pm \sigma_n, \%$	$\sigma_p \pm \sigma_{\sigma(p)}, \%$	$c_p \pm \sigma_{c(p)}, \%$	$A_p \pm \sigma_A$	$E_p \pm \sigma_E$
Холодный период в целом (всего 1274 суток)					
Нижние					
Ночь	77,3±0,1	3,54±0,08	4,58±0,10	-0,26±0,08	-0,69±0,16
День	43,4±0,3	6,43±0,19	14,81±0,45	0,26±0,10	-0,13±0,21
Верхние					
Ночь	26,1±0,2	2,88±0,11	11,04±0,43	0,65±0,13	-1,41±0,27
День	14,6±0,2	2,75±0,14	18,86±1,00	0,24±0,18	-0,67±0,36
Осень					
Нижние					
Ночь	80,1±0,4	6,52±0,27	8,14±0,34	-0,47±0,14	-1,53±0,29
День	35,5±0,8	9,68±0,60	27,26±1,75	0,56±0,21	-0,97±0,43
Верхние					
Ночь	29,0±1,2	12,51±0,86	43,19±3,23	-0,82±0,24	-0,30±0,48
День	13,7±0,7	5,24±0,53	38,37±4,11	-0,64±0,35	-1,19±0,69
Зима					
Нижние					
Ночь	82,3±0,3	5,54±0,19	6,74±0,23	-0,20±0,12	-1,39±0,23
День	65,9±0,7	12,37±0,46	18,79±0,72	-0,39±0,13	-0,85±0,26
Верхние					
Ночь	28,6±0,4	5,06±0,29	17,68±1,02	1,05±0,20	0,28±0,39
День	20,3±0,6	6,02±0,41	29,67±2,09	1,51±0,23	0,81±0,47
Весна					
Нижние					
Ночь	67,2±0,2	2,68±0,12	3,98±0,18	-0,69±0,16	-0,66±0,31
День	18,0±0,7	5,83±0,51	32,35±2,96	0,27±0,30	-0,90±0,60
Верхние					
Ночь	19,4±0,7	6,31±0,53	32,52±2,87	0,16±0,29	-0,93±0,58
День	7,1±1,0	5,33±0,75	74,98±12,99	0,31±0,48	-1,61±0,96

позволили надежно оценить статистики, основанные на первых двух моментах: среднее – \bar{P} , СКО или $\sigma(p)$ и коэффициенте вариации – $c(p)$.

Холодный период в целом. В среднем за холодный период в ночных условиях повторяемость Р нижних инверсий, которые начинаются с 600 м (МС Жаны-Жер) или с 756 м (МС Фрунзе) составляет 77 %. Отсутствие инверсий наблюдается только в 23 % случаев. Днем повторяемость инверсионного состояния также велика и составляет 43 %, то есть более, чем в половине случаев, число образовавшихся в ночное время инверсий сохраняется и в течение дня.

Объемы выборок приведены в таблице 2.4, где $\bar{P}, \%$ – среднее значение повторяемости, $\sigma(p), \%$ – среднее квадратическое отклонение (СКО), $c(p)$, A_p и E_p – коэффициенты вариации, асимметрии и эксцесса.

Таким образом, в холодный период развитие склоновых инверсий ночью в подгорной равнине и нижней части склонов в Северном Кыргызстане является правилом, а сохранение их днем – обычным явлением.

Межгодовая изменчивость повторяемости нижних склоновых инверсий очень мала: ночью для нижних инверсий $c(p) = 5 \%$, а днем она несколько больше $c(p) = 15 \%$. Это говорит об устойчивости их режима от года к году.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии A_p в среднем для холодного периода скошенность эмпирических распределений Р близка к нулевой. По точечным оценкам E_p можно сказать, что, скорее всего, имеет место слабый или умеренный отрицательный эксцесс. Следовательно, в первом приближении для холодного периода в целом эмпирические распределения повторяемостей могут быть аппроксимированы нормальным законом.

В среднем за холодный период в ночных условиях повторяемость верхних инверсий, которые начинаются с 1110 м (МС Чон-Арык) и выше, значительно ниже, чем нижних инверсий и составляет 26 %. Днем повторяемость инверсионного состояния еще меньше – 15 %.

Межгодовая изменчивость повторяемости верхних склоновых инверсий в целом для холодного периода невелика: ночью $c(p) = 11\%$, а днем она несколько больше $c(p) = 19\%$, т.е. их образование устойчиво от года к году.

Осень. В среднем за осень в ночных условиях повторяемость нижних инверсий составляет 80 %. Отсутствие инверсий наблюдается только в 20 % случаев. Днем повторяемость инверсионного состояния также велика и составляет более трети случаев – 36 %. Осенью дневные нижние инверсии менее устойчивы, чем в целом за холодный период из-за еще достаточно сильного дневного прогрева подстилающей поверхности.

Межгодовая изменчивость нижних инверсий осенью в ночных и дневных условиях хотя и больше, чем в целом для холодного периода, но все же достаточно мала: ночью $c(p) = 8\%$, днем $c(p) = 27\%$. Как известно [55], в климатологии считается, что $c(p) \leq 30\%$ характеризует малую межгодовую изменчивость явления или процесса.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии A_p скошенность эмпирических распределений близка к умеренной, отрицательна ночью и положительна днем ($A_p = -0,47, \dots 0,56$). По точечным оценкам E_p можно сказать, что, скорее всего, имеет место достаточно сильный отрицательный эксцесс ($E_p = -0,97, \dots -1,53$).

В среднем за осень в ночных условиях повторяемость верхних инверсий составляет 29 %, являясь наибольшей за все сезоны холодного периода. Днем повторяемость инверсионного состояния невелика и составляет 14 %.

Межгодовая изменчивость повторяемости верхних склоновых инверсий осенью достаточно значительна: $c(p) = 38\%$ для дня и $c(p) = 43\%$ для ночи. Что говорит о том, что своим возникновением они обязаны процессам в свободной атмосфере, которые имеют большую межгодовую изменчивость по сравнению со стабильным влиянием топографии на приземный слой.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии A_p в среднем для холодного периода скошенность эмпирических распределений P умеренна, а по точечным оценкам E_p можно

сказать, что, скорее всего, имеет место очень сильный отрицательный эксцесс для дневных условий и слабый отрицательный эксцесс для ночных.

Зима. В среднем за зиму в ночных условиях повторяемость нижних инверсий самая высокая по трем сезонам холодного периода и составляет 82 %. Днем повторяемость инверсионного состояния также самая высокая – 66 %. Таким образом, зимой и ночью, и днем развитие нижних склоновых инверсий является правилом для Чуйской долины и подгорных равнин Северного, Северо-Западного Кыргызстана.

Межгодовая изменчивость повторяемости склоновых инверсий мала для ночных инверсий и больше для дневных: ночью $c(p) = 7\%$, а днем $c(p) = 19\%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии A_p в среднем зимой скошенность эмпирических распределений отрицательна и относительно мала ($A_p = -0,20, \dots -0,39$). По точечным оценкам E_p можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный отрицательный эксцесс ($E_p = -0,85, \dots -1,39$).

В среднем за зиму в ночных условиях повторяемость верхних инверсий почти такая же, как осенью и значительно (почти в три раза) меньше, чем нижних, и составляет 29 %. Днем повторяемость верхнего инверсионного состояния равна 20 %, т.е. наибольшая для дневных условий среди всех сезонов холодного периода.

Межгодовая изменчивость повторяемости инверсий относительно мала и меньше для ночных условий и немного больше для дневных: ночью $c(p) = 18\%$, а днем $c(p) = 30\%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии A_p скошенность эмпирических распределений P является правоасимметричной ($A_p = 1,05, \dots 1,51$). По точечным оценкам E_p можно сказать, что, скорее всего, имеет место слабый и умеренный положительный эксцесс ($E_p = 0,28, \dots 0,81$).

Весна. В среднем за весну в ночных условиях повторяемость нижних инверсий уменьшилась по сравнению с осенью и зимой и составила 67 %, а отсутствие инверсий наблюдается

в 33 % случаев. Днем повторяемость инверсионного состояния весной мала (18 %), но не такая, чтобы ею можно было пренебречь. Повторяемость весной нижних инверсий и днем, и ночью самая низкая среди всех сезонов холодного периода, но все же их развитие ночью также является правилом для Чуйской долины.

Межгодовая изменчивость повторяемости нижних склоновых инверсий, как и во все остальные сезоны, мала для ночных условий $c(p) = 4\%$. Но днем $c(p) = 32\%$, т.е. возрастает в 8 раз, оставаясь по климатическим меркам умеренным. Объяснение этому легко находится: достаточно сильный прогрев атмосферы и повышенная турбулентность приземного слоя, как правило, разрушают дневные склоновые инверсии, создавая некоторую неустойчивость их повторяемости от года к году.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии A_p скошенность эмпирических распределений весной отрицательная – умеренная и слабая: ночью $A_p = -0,69$, днем $A_p = 0,27$. По точечным оценкам E_p можно сказать, что, скорее всего, имеет место умеренный или значительный отрицательный эксцесс, $E_p = -0,66, \dots -0,90$.

В среднем за весну в ночных условиях повторяемость верхних инверсий составляет 19 %, т.е. является самой низкой для верхних инверсий холодного периода. Днем повторяемость инверсионного состояния весной самая малая и составляет всего 7 %.

Межгодовая изменчивость повторяемости склоновых инверсий умеренная для верхних ночных инверсий: ночью $c(p) = 32\%$, становясь для дневных большей – $c(p) = 75\%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии A_p скошенность эмпирических распределений P положительная и слабая ($A_p = 0,16, \dots 0,31$). По точечным оценкам E_p можно сказать, что, скорее всего, имеет место значительный отрицательный эксцесс ($E_p = -0,93, \dots -1,61$).

В дополнение к сделанному анализу эмпирических распределений повторяемости (частоты) нижних и верхних склоно-

вых инверсий температуры в приложении 4 приведены рассчитанные статистики их частот (числа случаев), которые можно рассматривать как распределение «абсолютных» повторяемостей, знание которых полезно в дополнение к знанию распределения P . Например, в среднем за холодный период, включающий 212–213 суток, наблюдалось 164 ночи и 92 дня с нижними инверсиями, а их межгодовая изменчивость, характеризующаяся СКО, составляет округленно 8 и 14 дней. Аналогично, верхние инверсии в холодный период наблюдались в среднем 55 ночей и 31 день, имея СКО около 6 случаев для ночи и дня. С учетом этих замечаний весь анализ характера распределений повторяемостей P и частот n инверсий будут полностью аналогичными.

В заключение приведем данные о повторяемости над Кыргызстаном [43] типов синоптических процессов, относящихся к перифериям Сибирского антициклона (таблица 2.3), которые, на наш взгляд, ответственны за возникновение верхних инверсий температуры. Несомненно, что верхние инверсии возникают как инверсии оседания при нисходящих движениях воздуха на перифериях этого антициклона, повторяемость которого в среднем за год равна 32 %, наибольшая в осенне-зимний период – 38–39 %, а наименьшая весной – 31 %.

Таблица 2.3

Повторяемость периферий антициклона над Кыргызстаном по [43]

Тип синоптического процесса	Повторяемость, %				
	Год	Осень	Зима	Весна	Лето
Юго-восточная периферия антициклона (9)	8,0	9,5	7,6	8,0	6,9
Южная периферия антициклона (9а)	11,6	14,0	14,4	11,0	6,8
Юго-западная периферия антициклона (9б)	12,8	15,7	16,3	12,0	7,2
Суммарная повторяемость	32,4	39,2	38,3	31,0	20,9

Рассчитанные коэффициенты корреляции r для повторяемости периферий антициклона (таблице 2.3) и отдельно верхних ночных дневных инверсий (таблице 2.2) равны соответственно 0,86 ($\sigma_r = 0,18$) и 0,68 ($\sigma_r = 0,38$), т.е. первый из них является статистически значимым, а второй нет на уровне доверительной вероятности 0,95.

Таким образом, можно сказать, что повторяемость образования нижних инверсий температуры воздуха во все три сезона холодного периода (осень, зима, весна) ночью велика: $\bar{P} = 67 \dots 82$ % при среднем значении для сезона, равном 77 %, максимальном зимой (82 %) и минимальном весной (67 %). В межгодовом плане их образование ночью очень устойчиво: $c(p) = 4 \dots 8$ % при среднем значении 4,6 %. При этом наиболее низкая изменчивость имеет место весной ($c(p) = 4$ %), а не зимой, как это можно было ожидать, когда $c(p) = 7$ %.

Днем повторяемость инверсий снижается, составляя 18 % весной и 66 % зимой (в среднем для холодного периода 43 %), но оставаясь весьма значимым фактором режима температуры. Межгодовая изменчивость днем во все сезоны больше, чем ночью ($c(p) = 15 \dots 32$ %), но также оставаясь достаточно малой по климатическим меркам.

Асимметрия распределений чаще близка к малой или умеренной ($A_p = \pm 0,26 \dots 0,69$), эксцесс отрицателен и достаточно велик ($E_p = -0,66 \dots -1,53$), за исключением холодного периода в целом, когда для дня $E_p = -0,13$.

Среднее значение повторяемости верхних инверсий ночью составляет 26 %, максимальное осенью-зимой (29 %), минимальное весной (19 %). Изменчивость от года к году образования верхних инверсий достаточно высокая – 18...43 %, при средней изменчивости 11 %.

Днем повторяемость верхних инверсий меньше, чем ночью и в среднем равна 15 %. Максимальная повторяемость, как и ожидалось, отмечается зимой – 20 %, минимальная весной – 7 %. Межгодовая изменчивость днем во все сезоны больше, чем ночью, особенно весной ($c(p) = 19 \dots 75$ %).

Асимметрия распределений близка к малой или умеренной ($A_p = \pm 0,24 \dots 0,82$), за исключением зимы $A_p = 1,05 \dots 1,51$. Экс-

цесс отрицателен и достаточно велик ($E_p = -0,67 \dots -1,61$), за исключением зимнего периода, когда $E_p = 0,28 \dots 0,81$.

В итоге, повторяемость верхних склоновых инверсий во все сезоны как ночью, так и днем в 2–3 раза меньше (ночью 19...29 %, днем 7...20 %), чем нижних, но все же их развитие является вполне значимым процессом формирования режима температуры в области склонов хребтов, что необходимо учитывать при анализе режима распределения температуры по склонам.

2.3. Мощность нижних и верхних склоновых инверсий температуры

Одним из основных параметров инверсий как задерживающих слоев является их мощность ΔH , т.е. толщина слоя инверсии. Инверсии малой мощности чаще и быстрее разрушаются, тогда как инверсии большой мощности очень устойчивы и в холодный период даже днем во многих случаях только ослабевают, т.е. разрушаются лишь частично снизу [44].

По выборке за 6 холодных периодов 1978–1984 гг. для станций вертикального климатического разреза рассчитаны основные статистики эмпирических распределений параметров мощности инверсий ΔH . В таблице 2.5 приведены полученные статистические характеристики мощности нижнего и верхнего типа инверсий для дня и ночи, холодного периода (октябрь–апрель) в целом и по трем его сезонам – осень, зима и весна. На рисунке 2.2 представлены гистограмма средних значений мощности для обоих типов инверсий для дня и ночи по сезонам и за холодный период в целом.

Холодный период в целом (таблица 2.4, рисунок 2.2). Вследствие использования достаточно больших объемов выборок (186–985 случаев) статистики ΔH , $\sigma(\Delta H)$ и $C_{\Delta H}$ рассчитаны весьма надежно: стандартные ошибки не превышают 1–3 м и 0,6 % соответственно. Относительно надежно оценены также асимметрия и эксцесс распределения мощностей инверсий. В среднем за холодный период в ночных условиях мощность нижних инверсий, которые начинаются с 600 м (МС Жаны-Жер) и выше, составляет 431 м.

Таблица 2.4

Статистики эмпирических распределений
мощности нижних и верхних инверсий по данным ВКР

Вре- мя суток	Число слу- чаев	$\Delta \bar{H} \pm \sigma_{\Delta H}$ м	$\sigma(\Delta H) \pm$ $\pm \sigma_{\sigma(\Delta H)}$, м	$c_{\Delta H} \pm \sigma_{c_{\Delta H}}$ %	$A_{\Delta H} \pm \sigma_{A_{\Delta H}}$	$E_{\Delta H} \pm \sigma_{E_{\Delta H}}$
Холодный период в целом						
Нижние						
Ночь	985	430,9±1,7	53,93±1,22	12,51±0,28	0,54±0,08	-1,39±0,16
День	553	375,8±2,9	67,18±2,02	17,88±0,55	0,16±0,10	-1,76±0,21
Верхние						
Ночь	332	685,6±1,2	22,04±0,86	3,21±0,12	-0,08±0,13	-1,25±0,27
День	186	683,7±1,8	24,41±1,27	3,57±0,19	0,41±0,18	-1,47±0,36
Осень						
Нижние						
Ночь	293	436,1±4,6	79,15±3,27	18,15±0,76	1,38±0,14	0,54±0,29
День	130	305,2±9,4	106,69±6,63	34,96±2,30	1,22±0,21	0,46±0,43
Верхние						
Ночь	106	675,0±8,3	85,58±5,89	12,68±0,88	0,80±0,24	0,09±0,48
День	50	672,1±12,6	89,39±8,98	13,30±1,34	-0,36±0,35	-0,24±0,69
Зима						
Нижние						
Ночь	446	470,4±2,3	48,68±1,63	10,35±0,35	1,63±0,12	0,93±0,23
День	357	388,5±5,9	110,59±4,14	28,47±1,11	1,02±0,13	-0,49±0,26
Верхние						
Ночь	155	707,1±2,5	31,10±1,77	4,40±0,25	-0,22±0,20	-0,62±0,39
День	110	657,2±6,4	66,87±4,52	10,17±0,69	-0,47±0,23	-0,13±0,47
Весна						
Нижние						
Ночь	246	363,1±4,5	70,18±3,17	19,33±0,89	1,04±0,16	-0,15±0,31
День	66	272,2±12,7	103,13±9,01	37,89±3,53	1,34±0,30	0,47±0,60
Верхние						
Ночь	71	634,1±6,7	56,33±4,74	8,88±0,75	-1,67±0,29	1,01±0,58
День	26	664,1±17,3	88,46±12,39	13,32±1,86	0,19±0,48	-1,53±0,96

Обозначения: $\sigma(\Delta H)$ – средние квадратические отклонения (СКО),
 $c_{\Delta H}$, $A_{\Delta H}$ и $E_{\Delta H}$ – коэффициенты вариации, асимметрии и эксцесса.

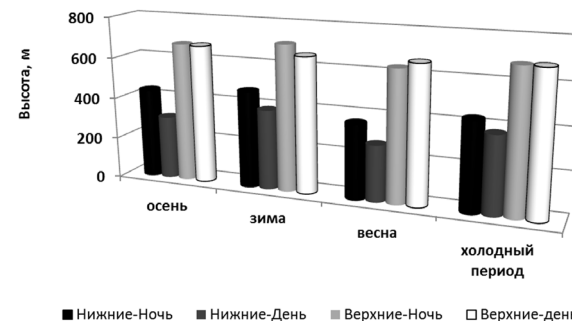


Рисунок 2.2 – Гистограмма средних значений мощности (м)
нижних и верхних инверсий для ночи и дня
по сезонам и за холодный период по данным ВКР

Днем средняя мощность слоя инверсии уменьшается до 376 м. Межгодовая изменчивость мощности склоновых инверсий невелика: ночью для нижних инверсий $C_{\Delta H} = 12,5 \%$, а днем она несколько больше $C_{\Delta H} = 17,9 \%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta H}$ в среднем для холодного периода скошенность эмпирических распределений ΔH близка к нулевой днем и имеет умеренную положительную асимметрию $A_{\Delta H} = 0,5$ ночью.

По точечным оценкам $E_{\Delta H}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный отрицательный эксцесс ($E_{\Delta H} = -1,4$ ночью и $E_{\Delta H} = -1,8$ днем). Напомним, что верхние инверсии, как правило, имеют иную природу, чем нижние. Это инверсии оседания и сжатия в антициклонах. Поэтому следует ожидать, что их значения ΔH будут существенно больше.

Оказалось, в среднем за холодный период в ночных условиях мощность верхних инверсий, которые начинаются с 1110 м (МС Чон-Арык) и выше, составляет 686 м, т.е. почти в 1,6 раза больше, чем нижних ночью. Днем средняя мощность инверсий, как и следовало ожидать, осталась без изменений и составляет 684 м. Таким образом, налицо подтверждение того факта, что верхние склоновые инверсии имеют не радиационную, а антициклональную природу.

Межгодовая изменчивость мощности склоновых инверсий очень мала и также не зависит от дня и ночи, что объясняется их природой: ночью $C_{\Delta H} = 3,2 \%$, а днем $C_{\Delta H} = 3,6 \%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta H}$ в среднем для холодного периода скошенность эмпирических распределений ΔH при ночных условиях близка к нулевой и, возможно, умеренно положительна днем. По точечным оценкам $E_{\Delta H}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный отрицательный эксцесс ($E_{\Delta H} = -1,3$ ночью и $E_{\Delta H} = -1,5$ днем).

Осень. В среднем за осень в ночных условиях мощность нижних инверсий составляет 436 м. Днем мощность инверсии существенно меньше и равна 305 м.

Межгодовая изменчивость мощности нижних склоновых инверсий климатически мала: $C_{\Delta H} = 18 \%$ для ночи, а днем она в два раза больше – $C_{\Delta H} = 35 \%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии A в среднем для холодного периода скошенность эмпирических распределений ΔH значительно правоасимметрична ($A_{\Delta H} = 1,2 \dots 1,4$). По точечным оценкам $E_{\Delta H}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место умеренный положительный эксцесс ($E_{\Delta H} = 0,5$).

В среднем за осень в ночных условиях средняя мощность верхних инверсий составляет 675 м. Осенью, как и для холодного периода в целом, мощность верхних инверсий больше, чем нижних в 1,5 раза. Днем средняя мощность инверсий остается такой же и равна 672 м. Осенью мощность слоя верхних инверсий днем наибольшая для всех периодов холодного сезона, что можно объяснить развитием осенью периферий антициклона (таблица 2.4).

Межгодовая изменчивость мощности верхних склоновых инверсий для ночи и дня одинакова и мала: $C_{\Delta H} = 13 \%$, так как связана с изменяющимися от ночи ко дню радиационными условиями подстилающей поверхности.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta H}$ в среднем для осени скошенность эмпирических распределений ΔH значительно правоасимметрична ночью и слабо отрицательна

днем ($A_{\Delta H} = 0,80$ и $A_{\Delta H} = -0,36$). По точечным оценкам $E_{\Delta H}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место нулевой или близкий к нему эксцесс ($E_{\Delta H} = 0,09 \dots -0,24$).

Зима. В среднем за зиму в ночных условиях мощность нижних инверсий составляет 470 м. Днем средняя мощность инверсионного состояния уменьшается до 388 м. Эти мощности нижних инверсий наибольшие (для ночи и дня) среди всех сезонов холодного периода.

Межгодовая изменчивость мощности нижних склоновых инверсий невелика, она меньше для ночных инверсий и больше для дневных: ночью $C_{\Delta H} = 10 \%$, а днем $C_{\Delta H} = 28 \%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta H}$ в среднем для зимы скошенность эмпирических распределений ΔH является значительно правоасимметричной ($A_{\Delta H} = 1,02, \dots 1,63$). По точечным оценкам $E_{\Delta H}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место умеренный отрицательный эксцесс для дневных условий и значительный положительный эксцесс для ночных ($E_{\Delta H} = -0,49$ днем и $E_{\Delta H} = 0,93$ ночью).

В среднем за зиму в ночных условиях мощность верхних инверсий составляет 707 м. Днем мощность инверсионного состояния несколько меньше и составляет 657 м. Ночная мощность верхних инверсий наибольшая среди всех сезонов холодного периода, тогда как мощность дневных – наименьшая, что наглядно видно на рисунке 2.2.

Межгодовая изменчивость мощности верхних склоновых инверсий очень мала: ночью $C_{\Delta H} = 4 \%$, а днем $C_{\Delta H} = 10 \%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta H}$ скошенность эмпирических распределений ΔH является умеренно левоасимметричной ($A_{\Delta H} = -0,22, \dots -0,47$). По точечным оценкам $E_{\Delta H}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место умеренный или незначительный отрицательный эксцесс ($E_{\Delta H} = -0,13, \dots -0,62$).

Весна. В среднем за весну в ночных условиях мощность нижних инверсий составляет 363 м – наименьшая из всех сезонов. Днем весной мощность слоя инверсии еще меньше и составляет 272 м, т.е. также наименьшая среди всех сезонов.

Межгодовая изменчивость мощности нижних склоновых инверсий, напротив, больше, чем в остальные сезоны, хотя и не выходит за рамки климатически умеренной: ночью $C_{\Delta H} = 19\%$, а днем $C_{\Delta H} = 38\%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta H}$ весной скошенность эмпирических распределений ΔH положительная и значительна ($A_{\Delta H} = 1,04, \dots 1,34$). По точечным оценкам $E_{\Delta H}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место нулевой или умеренный положительный эксцесс ($E_{\Delta H} = -0,15$ ночью и $E_{\Delta H} = 0,47$ днем).

В среднем за весну в ночных условиях мощность верхних инверсий составляет 634 м. Но днем весной, в отличие от других сезонов, средняя мощность слоя инверсии даже больше на 30 м и составляет 664 м (на рисунке 2.2 наглядно видно, что в суточном выводе весна характеризуется наименьшими мощностями верхних инверсий).

Межгодовая изменчивость мощности верхних склоновых инверсий незначительна: ночью $C_{\Delta H} = 9\%$, а днем $C_{\Delta H} = 13\%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta H}$ весной скошенность эмпирических распределений ночью отрицательно велика, днем мала и, скорее всего, положительна ($A_{\Delta H} = -1,67$ и $A_{\Delta H} = 0,19$). По точечным оценкам $E_{\Delta H}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место значительный положительный ночью и сильный отрицательный днем ($E_{\Delta H} = 1,01$ и $E_{\Delta H} = -1,53$).

Важной характеристикой, описывающей повторяемость слоев инверсий в различных высотных границах в пределах ВКР, является их послойная повторяемость внутри различных зон Δz . Эти данные приведены в табл. 2.5 и позволяют судить о положении нижних (НГ) и верхних (ВГ) границ инверсий.

В ней повторяемости рассчитаны относительно числа случаев нижних (верхних) инверсий для ночи (дня), начинающихся от заданной нижней границы и развивающихся в пределах заданных верхних границ зон. Так, нижние инверсии ночью могут начинаться от Жаны-Жера или Бишкека и иметь верхней границей

Бишкек, Чон-Арык, Байтык, Альплагерь. Общее число случаев таких инверсий 985. Из данных таблицы 2.5 можно сделать следующие выводы.

Нижние инверсии. Ночью число инверсий, имеющих нижнюю границу на уровне Жаны-Жера, составило 88 %. Эти инверсии в 51 % случаев имели верхнюю границу в Бишкеке, в 27 % они распространялись до Чон-Арыка, и только в 10 % случаев выше, так, что их ВГ имела абсолютную отметку 2130 м. Ночью нижние инверсии, которые имели нижнюю границу в Бишкеке (756 м), наблюдались всего в 12 % случаев и их верхняя граница редко (3 %) превышала подножье (Чон-Арык). Днем число инверсий, начинающихся от Жаны-Жера, составило 96 %. В основном, их ВГ была в Бишкеке – 75 % случаев. В 17 % случаев она заканчивалась в Чон-Арыке, в 4 % – выше, сохраняясь днем до высоты Альплагеря, хотя и очень редко. Днем инверсии с нижней границей от Бишкека отмечались всего в 4 % случаев.

Верхние инверсии. Верхние инверсии и днем, и ночью во всех случаях имеют примерно одинаковую повторяемость. Они могут иметь нижней границей Чон-Арык (30–34 % случаев) и тогда, как правило, их верхняя граница соответствует Байтыку и реже Альплагерю. Если они начинаются от Байтыка (35–42 %), то прослеживаются обычно до Альплагеря и только в единичных случаях до Тюя-Ашуу. Наконец, в 28–38 % случаев они могут иметь нижнюю границу в Альплагере и тогда их ВГ располагается в районе МС Тюя-Ашуу северная.

В целом в качестве выводов можно сказать, что мощность слоя нижних склоновых инверсий значительно больше зимой как ночью, так и днем ($\Delta H = 470$ м ночью и 388 м днем). Наименьшая мощность отмечается в весенний период – 363 м ночью и 272 м днем. При средней мощности за сезон ночью 431 м и днем 376 м.

Межгодовая изменчивость мощности нижних инверсий невелика, составляя ночью 10...19 %, и несколько больше днем 18...38 %, оставаясь во все сезоны малой или умеренной.

Таблица 2.5

Повторяемость (%) и число случаев (в скобках)
развития инверсий в различных высотных зонах Δz ВКР

Станции нижних границ зон, м	Характеристика	Станции верхних границ зон, м				
		Бишкек, 756	Чон-Арык, 1110	Байтык, 1579	Альп-лагерь, 2130	Тюя-Ашу, 3071
Нижние инверсии (число случаев: ночь – 985, день – 553)						
Жаны-Жер, 600	Δz зоны, м	156	510	979	1530	
	Ночь	51 (507)	27 (267)	9 (91)	1 (14)	
	День	75 (414)	17 (93)	3 (20)	1 (3)	
Бишкек, 756	Δz зоны, м		354	823	1374	
	Ночь		9 (84)	2 (18)	1 (4)	
	День		2 (15)	1 (6)	1 (2)	
Верхние инверсии (число случаев: ночь – 332, день – 186)						
Чон-Арык, 1110	Δz зоны, м			469	1020	
	Ночь			26 (87)	4 (14)	
	День			30 (56)	3 (6)	1 (1)
Байтык, 1579	Δz зоны, м				551	1492
	Ночь				41 (135)	1 (4)
	День				34 (64)	1 (2)
Альп-лагерь, 2130	Δz зоны, м					941
	Ночь					28 (92)
	День					31 (57)

Мощность слоя верхних склоновых инверсий как ночью, так и днем больше нижних в 1,5...2 раза и незначительно меняется от сезона к сезону. Ночью наиболее мощные верхние инверсии отмечаются зимой – 707 м, а днем (672 м) – осенью, что согласуется с сезонной повторяемостью периферий антициклона. Наименьшая мощность инверсий ночью отмечается в весенний период (634 м), а днем – зимой за все сезоны холодного периода (657 м).

Межгодовая изменчивость мощности верхних инверсий значительно меньше, чем нижних и равна 3...13 %, что объясняется устойчивостью процессов их образования.

Нижние инверсии наблюдаются преимущественно в слое Жаны-Жер-Бишкек (156 м), составляя 51 % ночью и 75 % случаев днем. Более мощные нижние инверсии слоя Жаны-Жер-Чон-Арык (510 м) ночью составляют 27 % общего числа случаев нижних ночных инверсий, днем же они разрушаются в 2/3 случаях. Верхние инверсии наблюдаются в слоях, образованных смежными станциями Чон-Арык-Байтык (469 м), Байтык-Альплагерь (551 м) и Альплагерь-Тюя-Ашуу (941 м), в равной степени как ночью, так и днем в 30–40 % случаев.

2.4. Величина нижних и верхних склоновых инверсий температуры

Важным параметром инверсий температуры воздуха как задерживающих слоев наряду с мощностью, рассмотренной в п. 2.3, является их величина ΔT , т.е. разница температуры воздуха в слое инверсии [44].

В таблице 2.6 приведены рассчитанные по выборке для вертикального разреза статистики эмпирических распределений параметров величины ΔT нижнего и верхнего типа инверсий для дня и ночи, холодного периода 1978–1984 гг. (октябрь–апрель) в целом и по трем его сезонам – осень, зима и весна. На рисунке 2.3 для наглядности показаны гистограмма средних значений величин для обоих типов инверсий для дня и ночи по сезонам и за холодный период в целом.

Таблица 2.6

Статистики эмпирических распределений
величин ΔT нижних и верхних инверсий ВКР

Вре- мя суток	Число слу- чаев	$\Delta \bar{T} \pm \sigma_{\Delta T}$, °C	$\sigma(\Delta T) \pm$ $\pm \sigma_{\sigma(\Delta T)}$, °C	$C_{\Delta T} \pm \sigma_{C(\Delta T)}$, %	$A_{\Delta T} \pm \sigma_{A_{\Delta T}}$	$E_{\Delta T} \pm \sigma_{E_{\Delta T}}$
Холодный период в целом						
Нижние						
Ночь	985	3,95±0,01	0,46±0,01	11,58±0,26	0,00±0,08	-1,88±0,16
День	553	2,73±0,03	0,65±0,02	23,77±0,73	-0,15±0,10	-0,24±0,21
Верхние						
Ночь	332	2,43±0,01	0,22±0,01	9,09±0,35	-0,05±0,13	-1,39±0,27
День	186	2,13±0,02	0,21±0,01	9,63±0,50	0,47±0,18	-0,75±0,36
Осень						
Нижние						
Ночь	293	3,90±0,04	0,76±0,03	19,58±0,82	0,19±0,14	-1,69±0,29
День	130	2,33±0,07	0,80±0,05	34,08±2,23	0,25±0,21	-1,63±0,43
Верхние						
Ночь	106	2,28±0,05	0,48±0,03	20,91±1,47	-0,48±0,24	-0,20±0,48
День	50	1,77±0,06	0,43±0,04	24,38±2,51	-0,11±0,35	-1,12±0,69
Зима						
Нижние						
Ночь	446	4,58±0,03	0,65±0,02	14,22±0,48	0,00±0,12	-1,65±0,23
День	357	2,90±0,02	0,44±0,02	15,16±0,57	1,18±0,13	0,16±0,26
Верхние						
Ночь	155	2,52±0,03	0,38±0,02	14,94±0,86	0,23±0,20	-1,45±0,39
День	110	2,47±0,03	0,33±0,02	13,58±0,92	-1,09±0,23	-0,16±0,47
Весна						
Нижние						
Ночь	246	2,73±0,02	0,35±0,02	12,96±0,59	0,31±0,16	-1,49±0,31
День	66	2,15±0,11	0,86±0,08	40,17±3,77	0,76±0,30	-0,32±0,60
Верхние						
Ночь	71	2,00±0,05	0,38±0,03	19,15±1,64	0,43±0,29	-1,39±0,58
День	26	1,32±0,11	0,56±0,08	42,38±6,38	-0,15±0,48	-1,52±0,96

Обозначения: $\Delta \bar{T}$ – средние значения, $\sigma(\Delta T)$ – средние квадратические отклонения (СКО), $C_{\Delta T}$, $A_{\Delta T}$ и $E_{\Delta T}$ – коэффициенты вариации, асимметрии и эксцесса.

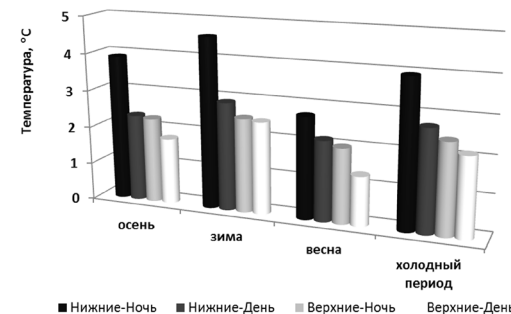


Рисунок 2.3 – Гистограмма средних значений величины (°C) нижних и верхних инверсий для ночи и дня по сезонам и за холодный период

Вследствие использования достаточно больших объемов выборок (186–985 случаев) статистики ΔT , $\sigma(\Delta T)$ и $C_{\Delta T}$ рассчитаны весьма надежно: их стандартные ошибки не превышают 0,11°C и 0,08 % соответственно. Относительно надежно оценены также асимметрия и эксцесс распределения мощностей инверсий.

Холодный период в целом. В среднем за холодный период в ночных условиях величина нижних инверсий, которые начинаются с 600 м (МС Жаны-Жер) или 756 м (МС Бишкек), составляет 4,0°C. Днем величина слоя инверсии заметно меньше и составляет 2,7°C.

Межгодовая изменчивость величины нижних склоновых инверсий невелика: ночью $C_{\Delta T} = 12\%$, а днем она в два раза больше $C_{\Delta T} = 24\%$, но в целом она остается малой, что говорит об устойчивости процессов их образования из года в год.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta T}$ в среднем для холодного периода скошенность эмпирических распределений ΔT практически нулевая ($A_{\Delta T} = 0,0, \dots -0,15$).

Аналогично по оценкам $E_{\Delta T}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный отрицательный эксцесс ночью и слабый или нулевой днем ($E_{\Delta T} = -1,88$ ночью и $E_{\Delta T} = -0,24$ днем).

В среднем за холодный период в ночных условиях величина верхних инверсий, которые начинаются с 1110 м (МС Чон-Арык) и выше, как и следовало ожидать, меньше, чем нижних,

и составляет $2,4^{\circ}\text{C}$. Днем средняя величина инверсии еще меньше и равна $2,1^{\circ}\text{C}$.

Межгодовая изменчивость величин верхних склоновых инверсий мала и одинакова для дня и ночи: ночью $C_{\Delta T} = 9\%$, днем $C_{\Delta T} = 10\%$, что естественно, так как они обязаны своим генезисом антициклональным типам синоптических процессов и поэтому не зависят от времени суток.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta T}$ в среднем для холодного периода скошенность эмпирических распределений ΔT при ночных условиях близка к нулевой или умеренно положительна днем ($A_{\Delta T} = -0,05$ и $A_{\Delta T} = 0,47$). По аналогичным оценкам $E_{\Delta T}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный отрицательный эксцесс ($E_{\Delta T} = -0,75, \dots -1,39$).

Осень. В среднем за осень в ночных и дневных условиях величина нижних инверсий практически такая же, как и за холодный период в целом, составляя соответственно $3,9^{\circ}\text{C}$ и $2,3^{\circ}\text{C}$.

Межгодовая изменчивость величины склоновых инверсий сравнительно невелика: $C_{\Delta T} = 20\%$ для ночи и $C_{\Delta T} = 34\%$ для дня.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta T}$ скошенность эмпирических распределений ΔT слабо правоасимметрична ($A_{\Delta T} = 0,19, \dots 0,25$). По точечным оценкам $E_{\Delta T}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный отрицательный эксцесс ($E_{\Delta T} = -1,63, \dots -1,69$).

Осенью в ночных и дневных условиях средняя величина верхних инверсий несколько меньше, чем в среднем за холодный период, составляя соответственно $2,3^{\circ}\text{C}$ и $1,8^{\circ}\text{C}$. При этом межгодовая изменчивость величины ΔT склоновых инверсий увеличилась в два раза: $C_{\Delta T} = 21\%$ для ночи, днем $C_{\Delta T} = 24\%$, оставаясь в целом в пределах климатически малой.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta T}$ скошенность эмпирических распределений ΔT слабо или умеренно левоасимметрична ($A_{\Delta T} = -0,11, \dots -0,48$). По аналогичным оценкам $E_{\Delta T}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место нулевой или слабый днем и сильный ночью отрицательный эксцесс ($E_{\Delta T} = -0,20, \dots -1,12$).

Зима. Зимой, как и следовало ожидать, имеют место наиболее интенсивные нижние инверсии. В среднем за зиму в ночных условиях величина нижних инверсий составляет $4,6^{\circ}\text{C}$. Днем величина $\Delta T = 2,9^{\circ}\text{C}$, оставаясь самой высокой в холодном периоде.

Межгодовая изменчивость величины нижних склоновых инверсий мала и, что характерно, одинакова днем и ночью: ночью $C_{\Delta T} = 14\%$, днем $C_{\Delta T} = 15\%$. Такого больше не отмечается ни в одном сезоне.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta T}$ скошенность эмпирических распределений ΔT нулевая ночью и значительно правоасимметрична днем ($A_{\Delta T} = 1,18$). По аналогичным оценкам $E_{\Delta T}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный отрицательный эксцесс для ночных условий и близкий к нулевому днем ($E_{\Delta T} = -1,65$ ночью и $E_{\Delta T} = 0,16$ днем).

В среднем за зиму величина верхних инверсий составляет и ночью, и днем $2,5^{\circ}\text{C}$, что является важным (но не неожиданным) результатом, вытекающим из антициклональной природы этих инверсий [4]. Она является наибольшей для ночи и дня среди всех сезонов холодного периода.

Межгодовая изменчивость величины верхних склоновых инверсий небольшая и также практически одинакова для дня и ночи: ночью $C_{\Delta T} = 15\%$, днем $C_{\Delta T} = 14\%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta T}$ скошенность эмпирических распределений ΔT является нулевой или слабо положительной ночью и сильной отрицательной днем ($A_{\Delta T} = 0,23$ ночью $A_{\Delta T} = -1,09$ днем). По аналогичным оценкам $E_{\Delta T}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный ночью и слабый днем отрицательный эксцесс ($E_{\Delta T} = -1,45, \dots -0,16$).

Весна. Величина ΔT весной для нижних инверсий наименьшая среди всех сезонов холодного периода, т.е. в этом плане весна и осень – разные сезоны по условиям формирования инверсий, по крайней мере, для ночных условий. В среднем за весну в ночных условиях $\Delta T = 2,7^{\circ}\text{C}$, а днем $\Delta T = 2,2^{\circ}\text{C}$.

Межгодовая изменчивость величины нижних инверсий мала ночью ($C_{\Delta T} = 13\%$) и в три раза возрастает днем ($C_{\Delta T} = 40\%$), что

говорит о неустойчивости дневных условий их формирования от года к году.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta T}$ весной скошенность эмпирических распределений величины инверсии положительная и равна соответственно ночью и днем $A_{\Delta T} = 0,31$ и $A_{\Delta T} = 0,76$. По аналогичным оценкам $E_{\Delta T}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный ночью и нулевой днем отрицательный эксцесс ($E_{\Delta T} = -1,49$ ночью и $E_{\Delta T} = -0,32$ днем).

Весной величина верхних инверсий и днем, и ночью, как и нижних, также наименьшая для сезонов холодного периода. В среднем за весну в ночных условиях она составляет $2,0^{\circ}\text{C}$, а днем уменьшается даже до $1,3^{\circ}\text{C}$. Объяснение кроется в погодно-циркуляционных условиях весны с хорошо развитой циклонической и ослабленной антициклонической деятельностью.

Межгодовая изменчивость величины склоновых инверсий различается для ночи и дня в два раза: ночью $C_{\Delta T} = 19\%$, а днем $C_{\Delta T} = 42\%$.

По точечным оценкам коэффициентов асимметрии $A_{\Delta T}$ скошенность эмпирических распределений ночью умеренная правосторонняя ($A_{\Delta T} = 0,43$), днем близка к нулевой ($A_{\Delta T} = -0,15$). По точечным оценкам $E_{\Delta T}$ можно сказать, что, скорее всего, имеет место сильный отрицательный эксцесс ($E_{\Delta T} = -1,39, \dots -1,52$).

Весьма показательными и важными в практических приложениях являются дополнительные данные приложения 5, где в целом для холодного периода приведены частоты различных градаций повышения температуры $T_{\Delta z}$ при развитии склоновых инверсий для различных высотных зон внутри вертикального климатического разреза от его нижней области, представленной зоной 600–756 м (Жаны-Жер–Бишкек) до верхней зоны 2130–3071 м (Альплагерь–Тюя-Ашуу северная). Повторяемость каждой ячейки приложения 5 есть эмпирическая вероятность соответствующего класса $\Delta T_{\Delta z}$ при склоновых инверсиях.

Наглядно видно, что ночью в подгорной части Чуйской долины (Жаны-Жер–Бишкек, Бишкек–Чон-Арык – зона 600–1110 м) при нижних склоновых инверсиях в 92 % случаев температура может повышаться на $1 \dots 10^{\circ}\text{C}$.

В 81 % случаев такой перепад температур отмечается в нижней части Чуйской долины отдельно в слое Жаны-Жер–Бишкек, где в отдельных случаях в слое повышение значения температуры $\Delta T_{\Delta z}$ могут составлять 15°C и даже 24°C . Для подгорной зоны (756–1110 м) днища Чуйской долины этот вклад составляет 10 %.

Днем возможные перепады температур $\Delta T_{\Delta z}$ по этим двум зонам уменьшаются в $1,5 \dots 2$ раза, составляя $1 \dots 5^{\circ}\text{C}$ в 89 % случаев.

Выше подножия склонов (нижняя склоновая зона 1110–1579 м) возможные повышения $\Delta T_{\Delta z}$ существенно уменьшаются и в самой верхней зоне (2130–3071 м) даже ночью, как правило, не превышают $2 \dots 3^{\circ}\text{C}$. Однако для этой зоны характерен разброс возможных $\Delta T_{\Delta z}$ в достаточно широком диапазоне как днем, так и ночью, хотя и характеризующийся единичными случаями.

Данные приложения 5 могут быть использованы на практике при корректировке прогноза температурных условий в долинах и на склонах хребтов Северного, Северо-Западного Кыргызстана для случаев развития склоновых инверсий.

В приложении 6 приведены квантильные значения $\Delta T_{\Delta z}$ (p) для их условных распределений, т.е. рассчитанные от числа случаев для каждого слоя. Найденные квантили позволяют наглядно судить о практически наиболее важных левых ($0,01 \dots, 0,10$) и правых ($0,90 \dots, 0,99$) ветвях кривых обеспеченностей $F(\Delta T_{\Delta z})$ для различных слоев ВКР. Так, например, для слоя Жаны-Жер–Бишкек ночью при заданной вероятности квантиля $p = 0,02$ значение $\Delta T_{\Delta z}$ не превысит $0,3^{\circ}\text{C}$, а при вероятности 0,98 не превысит $14,3^{\circ}\text{C}$. Одновременно, с вероятностью $p = 0,96$ ($p = 0,98-0,02$) значение $\Delta T_{\Delta z}$ будет находиться в интервале $0,3 \dots, 14,3^{\circ}\text{C}$. Аналогичным образом можно интерпретировать данные любого слоя приложения 6. Таблица квантилей $\Delta T_{\Delta z}$ (p) в этом плане весьма полезно дополняет приложение 5.

Таким образом, в качестве основных выводов по величинам температуры склоновых инверсий можно отметить следующее.

Нижние склоновые инверсии имеют средние значения $\Delta T = 4^{\circ}\text{C}$ ночью и $2,7^{\circ}\text{C}$ днем с колебаниями ΔT по сезонам для ночи $2,7 \dots 4,6^{\circ}\text{C}$ и для дня $2,2 \dots 2,9^{\circ}\text{C}$. Межгодовая изменчивость

ΔT мала, так что $C_{\Delta T}$ для холодного периода составляет в целом 12 % ночью и 24 % днем.

Верхние инверсии имеют средние значения $\Delta T = 2,4^{\circ}\text{C}$ ночью и $2,1^{\circ}\text{C}$ днем, очень мало изменяясь по сезонам, особенно ночью, колеблясь в пределах $2,0 \dots 2,5^{\circ}\text{C}$ для ночи и $1,3 \dots 2,5^{\circ}\text{C}$ для дня. Межгодовая изменчивость ΔT мала, так что $C_{\Delta T}$ составляет в целом 9–10 % для ночи и дня.

Рассчитанные вероятности градаций $\Delta T_{\Delta z}$ и их квантильные значения $\Delta T_{\Delta z}(p)$ могут быть весьма полезными на практике при решении вопросов о возможных повышениях температуры на границах различных слоев ВКР при развитии склоновых инверсий.

Таким образом, по результатам анализа раздела II можно сделать следующие выводы:

1. Даже климатические нормы средних месячных температур воздуха в подгорных равнинах вплоть до подножия склонов имеют инверсионное распределение (нижние инверсии) в течение всего года, кроме апреля и мая, с $\Delta T = 3,3 \dots 5,8^{\circ}\text{C}$ и ΔH до 510 м.

2. По данным станций ВКР ночью средняя за холодный период повторяемость нижних радиационных инверсий температуры воздуха $\bar{P} = 77\%$, колеблясь по сезонам от $P = 67\%$ (весной) до $P = 82\%$ (зимой). В плане межгодовой изменчивости они очень стабильны, имея среднее $c_p = 4,6\%$, а колебания c_p по сезонам в пределах $4 \dots 8\%$. Днем повторяемость инверсий хотя и снижается, но остается достаточно большой (среднее $\bar{P} = 43\%$, диапазон P по сезонам $18 \dots 66\%$) и несколько повышается их межгодовая изменчивость, $c_p = 15 \dots 32\%$. Верхние инверсии ночью имеют $\bar{P} = 26\%$ ($19 \dots 29\%$) при $c_p = 18 \dots 43\%$, а днем $\bar{P} = 15\%$ ($7 \dots 20\%$) при $c_p = 19 \dots 75\%$, т.е. некоторую роль в их образовании и сохранении играет и радиационный фактор.

3. Нижние инверсии ночью в среднем за холодный период имеют мощность $\Delta \bar{H} = 431$ м ($363 \dots 470$ м) при $c_{\Delta H} = 10 \dots 19\%$, а днем $\Delta \bar{H} = 376$ м ($272 \dots 388$ м) при $c_{\Delta H} = 28 \dots 38\%$. Мощность верхних инверсий не зависит от времени суток и в 1,5–2 раза превышает мощность нижних, $\Delta H = 634 \dots 707$ м при $c_{\Delta H} = 4 \dots 13\%$.

4. Нижние инверсии наблюдаются преимущественно в слое Жаны-Жер–Бишкек ($\Delta z = 156$ м), составляя 51 % ночью и 75 % случаев днем. Более мощные нижние инверсии в слое Жаны-Жер–Чон-Арык ($\Delta z = 510$ м) ночью составляют 27 % общего числа случаев нижних ночных инверсий, днем же они разрушаются в 2/3 случаях. Верхние инверсии наблюдаются в слоях, образованных смежными станциями Чон-Арык–Байтык ($\Delta z = 469$ м), Байтык–Альплагерь ($\Delta z = 551$ м) и Альплагерь–Тюя-Ашуу ($\Delta z = 941$ м), в равной степени повторяемости, как ночью, так и днем в 30–40 % случаев.

5. Нижние склоновые инверсии имеют средние значения величины инверсий ночью $\Delta \bar{T} = 4^{\circ}\text{C}$ с колебаниями ΔT по сезонам $2,7 \dots 4,6^{\circ}\text{C}$ и днем $\Delta \bar{T} = 2,7^{\circ}\text{C}$ ($2,2 \dots 2,9^{\circ}\text{C}$). Межгодовая изменчивость ΔT мала, так что $c_{\Delta T}$ для холодного периода составляет в целом 12 % ночью с изменениями по сезонам ($13 \dots 20\%$) и 24 % днем ($15 \dots 40\%$).

Верхние инверсии имеют средние значения величины $\Delta \bar{T} = 2,4^{\circ}\text{C}$ ночью ($2,0 \dots 2,5^{\circ}\text{C}$) и $\Delta \bar{T} = 2,1^{\circ}\text{C}$ днем ($1,3 \dots 2,5^{\circ}\text{C}$), очень мало изменяясь по сезонам, особенно ночью. Межгодовая изменчивость ΔT мала, так что $c_{\Delta T}$ составляет в целом 9–10 % для ночи и дня.

3. СТАТИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЖИМА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ХОЛОДНОЕ ПОЛУГОДИЕ

В настоящем разделе будут проанализированы статистические характеристики режима температуры воздуха по станциям ССЗК за период инструментальных наблюдений в XX веке: нормы и годовой ход средних месячных температур воздуха, различия норм средних и их СКО за разные тридцатилетия, временной ход их скользящих средних и тренды, статистики максимальных и минимальных температур. Такие исследования для различных территорий были проведены в работах [1, 28, 30, 31, 33, 59], в том числе и для Кыргызстана [9]. Для ССЗК эти исследования в таком объеме выполнены впервые.

В качестве базового периода, характеризующего современный климат, использовано тридцатилетие 1961–1990 гг., которое сравнивается с предшествующим тридцатилетием 1931–1960 гг. и всем периодом наблюдений в XX веке. Хотя основное внимание обращается на режим температуры в холодный период года (октябрь–апрель), в ряде случаев данные приводятся за весь год полностью, чтобы иметь цельную картину режима температуры в году.

3.1. Нормы средних месячных температур, нормы СКО и их годовой ход за различные периоды XX века

Одними из основных характеристик режима температуры являются нормы средних месячных значений и их СКО, которые могут быть существенно различными за разные периоды наблюдений. Будем считать, следуя рекомендациям ВМО [59], за современный климат его характеристики, относящиеся к тридцатилетию 1961–1990 гг. (базовый период). Рассмотрим нормы средних

месячных температур, их СКО и годовой ход за базовый период 1961–1990 гг., предшествующее тридцатилетие 1931–1960 гг. и весь период инструментальных наблюдений, а также значимость имеющихся различий.

В приложении 7 приведены рассчитанные по эмпирическим распределениям нормы средних месячных и годовых температур, а в приложении 8 – нормы их СКО за указанные периоды по 5 станциям, характеризующим днища долин: Чуйская (МС Бишкек, 1928–2000 гг.), Таласская (МС Талас, 1930–2000 гг.), Чон-Кеминская (МС Новороссийка, 1931–1980 гг.), нижнюю часть склонов (МС Байтык, 1915–2000 гг.) и верхнюю часть склонов (МС Тюя-Ашуу северная, 1954–1987 гг.). В результате точность расчета норм (стандартная ошибка) для средних значений температур была в пределах за весь период наблюдений $0,14\dots, 0,45^{\circ}\text{C}$, за тридцатилетия – $0,16\dots, 0,78^{\circ}\text{C}$, а для СКО соответственно – $0,09\dots, 0,32^{\circ}\text{C}$ и $0,11\dots, 0,56^{\circ}\text{C}$. К сожалению, из-за небольшого периода наблюдений по МС Тюя-Ашуу северная тридцатилетия, по которым рассчитывались средние температуры, оказались неполными (1954–1960 гг. и 1961–1987 гг.).

Значимые различия на уровне доверительной вероятности $p = 0,95$ отмечены знаком * в приложении 7 и 8.

Рассмотрим, как отличается температура воздуха базового тридцатилетия от температуры воздуха за предшествующее тридцатилетие и за весь период инструментальных наблюдений (приложение 7).

Днища долин. Чуйская долина. Видно, что тридцатилетие 1961–1990 гг. в днище Чуйской долины (МС Бишкек) стало теплее – среднегодовая температура воздуха повысилась на $0,65^{\circ}\text{C}$, и это различие значимо. В 10 месяцах года, кроме февраля и октября, произошло повышение среднемесячных температур воздуха от $0,06^{\circ}\text{C}$ до $2,42^{\circ}\text{C}$. В октябре и феврале отмечается ее понижение, равное соответственно $0,28^{\circ}\text{C}$ и $0,18^{\circ}\text{C}$, но оно не значимо. Наиболее значительно температура воздуха повысилась в ноябре

и декабре, на 2,15°C и 2,42°C. Менее всего средняя температура воздуха изменилась в сентябре – повышение всего на 0,06°C. При этом значимое повышение температур воздуха отмечается лишь в марте, июне (на 0,72°C и 0,73°C) и в ноябре-декабре (на 2,15°C и 2,42°C). В результате повышения средней за холодный период и среднегодовой температуры воздуха оказались значимыми. При сравнении данных МС Бишкек за период 1961–1990 гг. и за весь период наблюдений с 1928 по 2000 г. видно, что значимое повышение среднемесячных температур воздуха отмечается в декабре и в целом за год (на 0,23°C и 1,07°C).

Таласская долина. В днище Таласской долины (МС Талас) от 1931–1960 гг. к 1961–1990 гг. отмечается повышение температуры воздуха в 11 месяцах года на 0,02..., 2,52°C, более значительное в холодный период года. Значимое повышение среднемесячных температур воздуха произошло в марте-апреле, июне, сентябре (на 0,62..., 1,04°C) и в ноябре-декабре (на 1,83°C и 2,52°C).

В октябре температура воздуха понизилась на 0,15°C, но это различие не значимо. В результате в году и в среднем за холодный период потепления соответственно на 0,73°C и 1,05°C значимы. При сравнении данных МС Талас за период 1961–1990 гг. и за весь период наблюдений с 1928 по 2000 гг. видно, что значимое повышение среднемесячных температур воздуха отмечается в ноябре и декабре (на 0,96..., 1,11°C).

*Чон-Кеминская долина*¹. В днище Чон-Кеминской долины (МС Новороссийка) за период 1931–1960 гг. и 1951–1980 гг. отмечается повышение температуры воздуха в 4 месяцах года на 0,30..., 1,10°C, более значительное в ноябре и декабре. В январе-марте и июле-августе температура воздуха понизилась на 0,10..., 1,00°C. В сентябре-октябре и мае температура не изменилась. В результате в году температура воздуха не изменилась, а средняя за холодный период повысилась всего на 0,1°C.

При сравнении данных МС Новороссийка за период 1951–1980 гг. и за весь период наблюдений с 1931 по 1980 г. видно, что

¹ Данные по МС Новороссийка взяты из справочника [36, 58] и поэтому значимость различий температур за разные периоды оценить не удалось.

произошло преимущественное понижение температуры воздуха в 7 месяцах года.

Нижняя часть склонов. В низкогорной зоне по данным МС Байтык для года в 8 месяцах из 12 отмечается повышение средних месячных температур воздуха (0,08..., 1,50°C), наиболее значительное оно было в ноябре и декабре (1,46°C и 1,5°C). Но значимо оно только для 5 месяцев из 8. В январе, феврале, сентябре и октябре отмечается понижение средних температур воздуха (0,18..., 1,07°C), и для февраля (1,07°C), и октября (0,67°C) это понижение значимо.

В результате взаимной компенсации месячных повышений и понижений, повышение средней годовой температуры на 0,21°C и средней за холодный период на 0,25°C оказались не значимыми. При сравнении базового тридцатилетия и всего периода наблюдений значимое повышение температуры воздуха отмечается только в ноябре и декабре (0,61°C и 0,76°C).

Верхняя часть склонов. В высокогорной зоне по данным МС Тюя-Ашуу северная (напомним, что здесь сравниваются 1961–1987 гг. и 1954–1960 гг.) в 8 месяцах года отмечается повышение средних месячных температур воздуха (0,03..., 1,36°C), но в этой зоне оно более значительно в теплый период (0,41..., 1,36°C). При этом для трех месяцев теплого периода это повышение значимо. В феврале, апреле, сентябре и октябре отмечается понижение средних температур воздуха (0,19..., 0,80°C), а для февраля (0,80°C) и сентября-октября (0,55°C и 0,68°C) это понижение значимо. В целом, за холодный период температура воздуха также понизилась, но за счет взаимной компенсации повышений (4 месяца) и понижений температуры (3 месяца) это понижение незначимо. В то же время для года повышение средней годовой температуры на 0,30°C оказалось значимым. При сравнении периода 1961–1987 гг. и всего периода наблюдений (1954–1987 гг.) значимых повышений температуры воздуха не отмечается ввиду почти полного совпадения периодов осреднения. Результаты сравнения по МС Тюя-Ашуу северная надо считать как весьма ориентировочные.

Анализ приложения 8 показывает, что при сравнении СКО от периода 1931–1960 гг. к 1961–1990 гг. произошло преимущественное понижение межгодовой изменчивости по всем рассматриваемым станциям (в 8–11 месяцах года), за исключением Тюя-Ашуу, где такое понижение отмечается лишь в 5 месяцах. Но значимые различия СКО за рассматриваемые разные периоды отмечаются лишь в отдельные месяцы – в сентябре по МС Бишкек и Байтык, по МС Талас – в марте и сентябре. По МС Тюя-Ашуу по неполным периодам значимые различия отмечаются в 5 месяцах года. Поэтому можно считать, что междугодовые колебания в течение всего инструментального периода наблюдений оставались практически на одном уровне.

Рассмотрим теперь основные черты годового хода средних температур воздуха и их СКО по данным базового тридцатилетия.

Днища долин. Чуйская долина. Как видно из приложения 7 и рисунка 3.1, годовой ход средней месячной температуры воздуха по данным МС Бишкек имеет один минимум в январе ($-3,80^{\circ}\text{C}$) и один максимум в июле ($24,70^{\circ}\text{C}$). Годовая амплитуда средних месячных температур воздуха составляет $28,5^{\circ}\text{C}$. Период с отрицательными температурами продолжается с декабря по февраль ($T = -3,80 \dots -1,06^{\circ}\text{C}$).

В годовом ходе СКО (приложение 8, рис. 3.1) отмечается плоский минимум в летние месяцы ($\sigma = 1,14 \dots 1,29^{\circ}\text{C}$) и максимум в ноябре-феврале ($\sigma = 2,91 \dots 3,95^{\circ}\text{C}$), причем в январе изменчивость наименьшая за зиму ($\sigma = 2,91^{\circ}\text{C}$). Кроме того, из рисунка 3.1 видно, что годовой ход температуры воздуха и СКО имеют противоположный вид, причем минимум СКО значительно более плоский, чем соответствующий ему противоположный максимум температуры.

Таласская долина. В годовом ходе температуры воздуха по МС Талас также отмечается один минимум в январе ($T = -4,79^{\circ}\text{C}$) и один максимум в июле ($T = 20,11^{\circ}\text{C}$).

Годовая амплитуда средних месячных температур воздуха меньше на $3,5^{\circ}\text{C}$, чем в Чуйской долине и равна $24,9^{\circ}\text{C}$. Период с отрицательными температурами продолжается с декабря по февраль ($T = -4,79 \dots -1,92^{\circ}\text{C}$). В годовом ходе СКО (приложение 8, рисунок 3.1) отмечается плоский минимум в сентябре ($\sigma =$

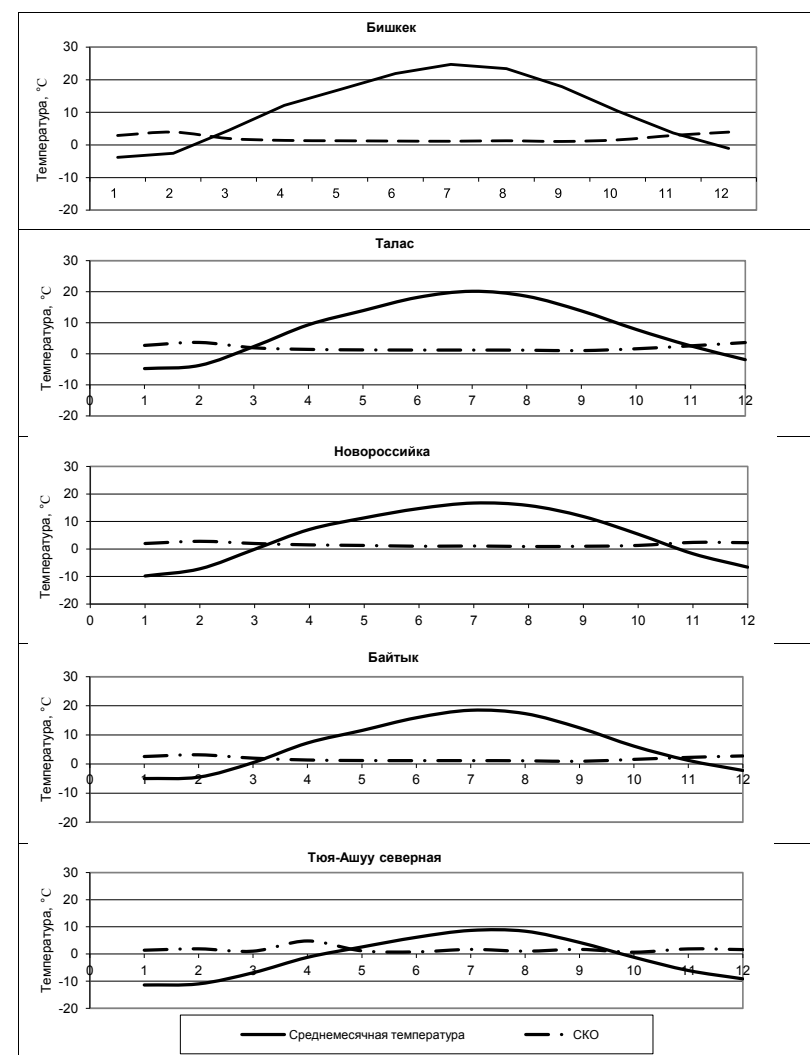


Рисунок 3.1 – Годовой ход средних месячных температур воздуха и их СКО за 1961–1990 гг. по станциям ССЗК.
(Годовой ход СКО на графиках, вследствие их малого масштаба, выражен недостаточно хорошо.
Численно он представлен в приложении 8)

1,00°C) и максимум в ноябре-феврале ($\sigma = 2,53\dots, 3,63^\circ\text{C}$), причем в январе также отмечается спад изменчивости ($\sigma = 2,68^\circ\text{C}$).

Чон-Кеминская долина. В годовом ходе температуры воздуха по МС Новороссийка аналогично отмечается один минимум в январе ($T = -8,8^\circ\text{C}$) и один максимум в июле ($T = 16,8^\circ\text{C}$). Годовая амплитуда температуры воздуха на $2,9^\circ\text{C}$ меньше, чем в Чуйской долине и равна $25,6^\circ\text{C}$. Период с отрицательными температурами продолжается с ноября по март ($T = -9,8\dots, -0,1^\circ\text{C}$). Наименьшая изменчивость температуры воздуха отмечается в июне-сентябре ($\sigma = 0,9\dots, 1^\circ\text{C}$), наибольшая – в феврале $\sigma = 2,8^\circ\text{C}$, т.е. годовой ход СКО имеет один максимум зимой и плоский минимум в теплый период года.

Нижняя часть склонов. По данным МС Байтык в годовом ходе средней температуры воздуха отмечается один минимум в январе ($T = -4,99^\circ\text{C}$) и один максимум в июле ($T = 18,48^\circ\text{C}$). Годовая амплитуда средних месячных температур воздуха равна $23,5^\circ\text{C}$, т.е. заметно меньше (на 5°C), чем в подгорной зоне. Период с отрицательными температурами продолжается с декабря по февраль ($T = -4,99\dots, -2,21^\circ\text{C}$). Необходимо отметить, что зимние температуры воздуха на МС Бишкек и Байтык отличаются мало ($1\dots 2^\circ\text{C}$), тогда как летом разница составляет $5\dots 6^\circ\text{C}$.

Годовой ход СКО так же, как и в остальных случаях имеет плоский минимум в летний период и максимум в зимний. Изменчивость средней температуры воздуха минимальна в сентябре $\sigma = 0,93^\circ\text{C}$, максимальна в феврале и равна $\sigma = 3,17^\circ\text{C}$.

Верхняя часть склонов. По данным МС Тюя-Ашуу в годовом ходе средней температуры воздуха отмечается один минимум в январе ($T = -11,41^\circ\text{C}$) и один максимум в июле ($T = 8,68^\circ\text{C}$). Годовая амплитуда температуры воздуха равна $20,09^\circ\text{C}$. Период с отрицательными температурами продолжается с октября по апрель ($T = -11,41\dots, -0,53^\circ\text{C}$). В годовом ходе изменчивости отмечается плоский минимум в июне $\sigma = 0,94^\circ\text{C}$, максимум в феврале $\sigma = 2,16^\circ\text{C}$.

Необходимо отметить одну тонкую деталь, слабо выделяющуюся на графиках из-за малого масштаба: ветви графика годового хода температуры воздуха по данным всех рассматриваемых

метеостанций слегка асимметричны, весной отмечается более резкий подъем температуры воздуха, чем ее спад осенью, т.е. весна более скоротечна, что является характерной чертой климата Кыргызстана и Средней Азии в целом.

Вопрос о вертикальных градиентах средних месячных и сезонных температур был подробно рассмотрен в п. 2.1.

Таким образом, в долинах в 1961–1990 гг. по сравнению с 1931–1960 гг. произошло значимое повышение средних годовых и средних за холодный период температур воздуха. Но внутри года и сезонов оно было неоднородным, когда наблюдались как значимые и не значимые повышения, так значимые и не значимые понижения. В низкогорной зоне значимого повышения температуры воздуха в году и за холодный период не отмечается ввиду того, что средние месячные температуры могли, как повышаться (значимо или незначимо), так и понижаться в течение года. Данные по высокогорной зоне недостаточно надежны из-за малого периода наблюдений (1954–1987 гг.).

Годовой ход средних месячных температур воздуха (период осреднения 1961–1990 гг.) по данным метеостанций ВКР имеет один максимум в июле ($8,68^\circ\text{C}\dots, 24,70^\circ\text{C}$) и один минимум в январе ($-11,41^\circ\text{C}\dots, -3,80^\circ\text{C}$), причем весной воздух прогревается более интенсивно, чем охлаждается осенью. Для средних месячных температур воздуха этого тридцатилетия период с отрицательными средними температурами воздуха в долинных станциях и нижней части склонов ССЗК продолжается с декабря по февраль, средние температуры воздуха этих месяцев составляют $T = -1\dots, -5^\circ\text{C}$. С повышением высоты местности амплитуда годового хода уменьшается (от $\Delta T = 28,5^\circ\text{C}$ в долинах до $\Delta T = 19,9^\circ\text{C}$ в высокогорье). По данным МС Новороссийка, которая хотя и расположена чуть ниже, чем МС Байтык (на 47 м), период с отрицательными температурами воздуха длится с ноября по март ($-0,1\dots, -9,8^\circ\text{C}$), и минимальная температура воздуха (январь) ниже почти в два раза ($T = -9,8^\circ\text{C}$). В высокогорье период с отрицательными температурами воздуха отмечается в течение всего холодного периода (октябрь – апрель): $T = -1,21\dots, -11,41^\circ\text{C}$. Максимальная температура воздуха на этих метеостанци-

ях также отмечается в июле. Межгодовая изменчивость имеет наибольшие значения в холодный период года, наименьшие – летом.

3.2. Временной ход и тренды средних температур воздуха

В предыдущем разделе приведены нормы средних месячных температур воздуха за различные периоды. Здесь будут рассмотрены временные тренды средних месячных температур воздуха и температур холодного периода за время инструментальных наблюдений по 2000 г. с оценкой их значимости, т.е. получены выводы об основной тенденции наблюдаемых изменений.

Результаты расчетов характеристик линейных трендов по 4 станциям, для которых были сделаны специальные выборки, приведены в табл. 3.1, где даны значения коэффициентов трендов β ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) для средних за холодный период температур и для температур центральных месяцев трех его сезонов (январь, апрель, октябрь), ошибки тренда σ_{β} , доверительный интервал, позволяющий судить о значимости β на уровне доверительной вероятности 0,95, и линейные уравнения трендов. Значимые коэффициенты отмечены знаком * (звездочка). Для наглядности на рисунке 3.2 для Бишкека приведен временной ход температур с нанесенными линиями трендов. В приложении 9 показаны аналогичные графики для трех остальных станций – Таласа, Байтыка, Тюя-Ашуу северная.

Днища долин. Чуйская долина. Как следует из таблицы 3.1 и рисунка 3.2 (МС Бишкек, 1928–2000 гг.), временной ход средней за холодный период температуры воздуха имеет сильный колебательный характер, т.е. характеризуется большой междугодовой изменчивостью. Диапазон колебаний за 73 года составил $5,8^{\circ}\text{C}$ с максимумом $5,6^{\circ}\text{C}$ (1963 г.) и минимумом $-0,2^{\circ}\text{C}$ (1984 г.). Однако, несмотря на сильную межгодовую изменчивость, хорошо видна основная тенденция – повышение средней за холодный сезон температуры от начала (1928 г.) к концу ряда (2000 г.). Коэффициент рассчитанного линейного тренда $\beta = 0,26^{\circ}\text{C}/10$ лет, что в пересчете на 100 лет дает повышение температуры на $2,6^{\circ}\text{C}$.

Это примерно в 4 раза выше, чем наблюдаемое потепление для северного полушария в целом ($0,6 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ за 100 лет) [33].

Тренд значим на уровне доверительной вероятности $p = 0,95$, о чем можно судить по соответствующей оценке доверительного интервала $\beta = 0,013\dots, 0,039$ $^{\circ}/1$ год, который не включает ноль.

Однако по сезонам картина неоднозначна. Наиболее сильное потепление наблюдается зимой: угловой тренд января $\beta = 0,42^{\circ}/10$ лет и значим на уровне $p = 0,95$. Амплитуда межгодовых колебаний январских температур наибольшая и составила 13°C с максимумом $+1^{\circ}\text{C}$ (1963 г.) и минимумом -12°C (1969 г.). Положительный тренд в январе очень хорошо прослеживается на графике временного хода рисунка 3.2, в пересчете на 100 лет трендовое изменение температуры составило $4,1^{\circ}\text{C}$, что примерно в 1,5 раза выше, чем в среднем за холодный период.

Весной (апрель) и осенью (октябрь) колебания средних температур были также значительны, $8,2^{\circ}\text{C}$ и $10,0^{\circ}\text{C}$ соответственно. Однако заметной тенденции к их повышению от начала к концу периода не наблюдается.

Рассчитанные линейные тренды β (апрель) = $0,10^{\circ}/10$ лет и β (октябрь) = $0,06^{\circ}/10$ лет хотя и положительны, но статистически не значимы, о чем можно судить по доверительным интервалам β (таблица 3.2), включающим ноль.

Таким образом, в днище Чуйской долины в XX веке наблюдалась тенденция повышения температуры в холодный период, которая наиболее хорошо выражена зимой, когда она значима на уровне $p = 0,95$. Весной и осенью потепление выражено слабо и статистически не значимо.

Таласская долина. Как видно из таблицы 3.1 и приложения 9, здесь тенденция к общему за холодный период более значительному повышению температуры воздуха прослеживается наиболее четко, чем по данным остальных станций. Это подтверждается тем, что коэффициент линейного тренда для холодного периода по МС Талас равен $0,32^{\circ}\text{C}/10$ лет, т.е. в пересчете на сто лет температура воздуха повысилась на $3,2^{\circ}\text{C}$, и это изменение значимо.

Таблица 3.1

Уравнения линейных трендов средних температур за холодный период и по центральным месяцам сезонов β ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) с оценкой значимости β для доверительной вероятности $p = 0,95$ (* – значимый коэффициент)

Станция, z, м	Уравнение линейного тренда	β ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)	σ_{β}	Доверительный интервал
Бишкек, 756	Холодный период	$y = 0,0263x + 2,0356$	0,26*	0,013 ..., 0,039
	Январь	$y = 0,0419x - 5,6207$	0,42*	0,0419 ..., 0,0423
	Апрель	$y = 0,0095x + 11,58$	0,10	-0,010 ..., 0,029
Талас, 1270	Октябрь	$y = 0,0063x + 10,378$	0,06	-0,013 ..., 0,026
	Холодный период	$y = 0,0316x - 0,0359$	0,32*	0,019 ..., 0,044
	Январь	$y = 0,0359x - 6,5501$	0,36*	0,004 ..., 0,068
Байтык, 1579	Апрель	$y = 0,0164x + 8,6023$	0,16	-0,003 ..., 0,036
	Октябрь	$y = 0,0073x + 7,6833$	0,07	-0,011 ..., 0,026
	Холодный период	$y = 0,0093x - 0,0912$	0,09*	0,001 ..., 0,017
Тюя-Ашуу северная, 3071	Январь	$y = 0,0121x - 5,5439$	0,12*	0,012 ..., 0,033
	Апрель	$y = 0,0064x + 6,5846$	0,06	-0,009 ..., 0,022
	Октябрь	$y = -0,0062x + 6,7783$	-0,06	-0,020 ..., 0,008
	Холодный период	$y = -0,0108x - 6,4829$	-0,11	-0,040 ..., 0,018
	Январь	$y = 0,0031x - 11,468$	0,03	-0,062 ..., 0,069
	Апрель	$y = -0,0008x - 1,177$	-0,01	-0,088 ..., 0,087
	Октябрь	$y = -0,0189x - 0,7396$	-0,19	-0,066 ..., 0,028

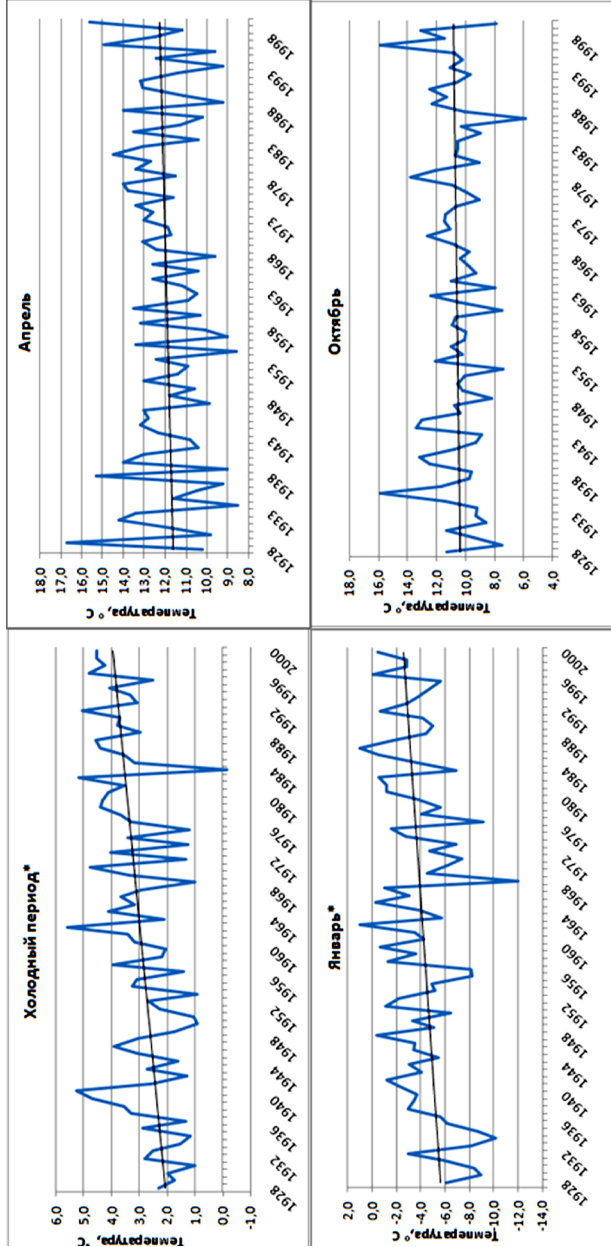


Рисунок 3.2 – Временной ход температуры воздуха с линией тренда за холодный период и по центральным месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Бишкек (* – отмечен значимый тренд)

Диапазон колебаний за 71 год составил $5,1^{\circ}\text{C}$ с максимумом $3,3^{\circ}\text{C}$ (1940 г.) и минимумом $-1,8^{\circ}\text{C}$ (1984 г.).

Так же, как и по данным МС Бишкек, по месяцам угловые коэффициенты линейных трендов положительны во все сезоны, находясь в пределах $0,07\dots, 0,36^{\circ}\text{C}$. Максимальное потепление тоже соответствует зиме (январь, $\beta = 0,36^{\circ}\text{C}/10$ лет и статистически значим) – чуть меньше, чем в Чуйской долине. Амплитуда межгодовых колебаний январских температур наибольшая и составила 17°C с максимумом $+4,5^{\circ}\text{C}$ (1943 г.) и минимумом $-12,5^{\circ}\text{C}$ (1934 г.). Положительный тренд в январе очень хорошо прослеживается на графике временного хода (приложение 9), в пересчете на 100 лет изменение температуры составило $3,6^{\circ}\text{C}$.

Весной (апрель) и осенью (октябрь) колебания средних температур были также значительны, $7,0^{\circ}\text{C}$ и $9,2^{\circ}\text{C}$ соответственно. Однако заметной тенденции к их повышению от начала к концу периода не наблюдается. Рассчитанные линейные тренды β (апрель) $= 0,16^{\circ}/10$ лет и β (октябрь) $= 0,07^{\circ}/10$ лет хотя и положительны, но статистически не значимы, о чем можно судить по доверительным интервалам β (таблица 3.2), включающим ноль.

Итак, в днище Таласской долины в XX веке наблюдалась тенденция повышения температуры в холодный период, которая, как и в Чуйской долине, наиболее хорошо выражена зимой, когда она значима на уровне $p=0,95$. Весной и осенью потепление выражено слабо и статистически не значимо.

Нижняя часть склонов. Временной ход средней за холодный период температуры воздуха по МС Байтык (1915–2000 гг.) (таблица 3.1 и приложение 9) также характеризуется значительной междугодовой изменчивостью, хотя и меньшей, чем в долинах. Амплитуда колебаний температуры за 86 лет составила $4,8^{\circ}\text{C}$ с наибольшим значением в 1963 г. ($2,5^{\circ}\text{C}$) и наименьшим в 1984 г. ($-2,3^{\circ}\text{C}$). Хотя коэффициент линейного тренда для холодного периода по МС Байтык равен $0,09^{\circ}\text{C}/10$ лет и значим на уровне доверительной вероятности 0,95, но в пересчете на сто лет температура воздуха здесь повысилась всего на $0,9^{\circ}\text{C}$, т.е. в три раза меньше, чем в днище долины.

Это связано с тем, что угловые коэффициенты линейных трендов положительны не во все сезоны – в октябре температура воздуха понизилась на $0,6^{\circ}\text{C}$ в пересчете на 100 лет, в остальные месяцы она хотя и повышалась, но не так значительно, как в Чуйской и Таласской долинах ($\Delta T = 0,06\dots, 0,12^{\circ}\text{C}$). При этом максимальное потепление отмечается также зимой (январь, $\beta = 0,12^{\circ}\text{C}/10$ лет), и коэффициент январского тренда значим. Колебания январской температуры отмечались в пределах $-0,5^{\circ}\text{C}$ (1966 г.)..., $-11,3^{\circ}\text{C}$ (1969 г.), т.е. диапазон $10,8^{\circ}\text{C}$ – наибольший за все сезоны, иначе трендовое изменение за 100 лет составило $1,2^{\circ}\text{C}$ – больше в 1,3 раза, чем в целом за холодный период.

Весной (апрель) и осенью (октябрь) амплитуды колебания средних температур были также значительны, $7,4^{\circ}\text{C}$ и $9,6^{\circ}\text{C}$ соответственно. Однако заметной тенденции к их повышению или понижению от начала к концу периода не наблюдается. Рассчитанные линейные тренды β (апрель) $= 0,06^{\circ}/10$ лет и β (октябрь) $= -0,06^{\circ}/10$ лет статистически не значимы, о чем можно судить по доверительным интервалам β (таблица 3.2), включающим ноль.

В целом, в низкогорной зоне наблюдалась тенденция повышения температуры в холодный период, хотя и значительно меньшая, чем в долинной зоне, которая также наиболее хорошо выражена зимой, когда она значима на уровне $p = 0,95$. Весной и осенью отмечено незначительное потепление.

Верхняя часть склонов. Как видно из таблицы 3.1 и приложения 9 (МС Тюя-Ашуу северная, 1954–1987 гг.), временной ход средней за холодный период температуры воздуха имеет здесь сильный колебательный характер с ярко выраженными максимумами в начале наблюдений и минимумом в конце, т.е. также характеризуется большой междугодовой изменчивостью. Диапазон колебаний за 34 года составил $4,4^{\circ}\text{C}$ с максимумом $-4,6^{\circ}\text{C}$ (1958 г.) и минимумом $-9,0^{\circ}\text{C}$ (1984 г.). Коэффициент линейного тренда для холодного периода равен $-0,11$, т.е. в верхней части склонов ССЗК произошло понижение температуры воздуха в пересчете на сто лет на $-1,1^{\circ}\text{C}$. Все рассчитанные линейные тренды для месяцев и холодного периода незначимы на уровне доверительной

вероятности 0,95, о чем можно судить по доверительным интервалам, включающим ноль.

Зимой (январь) отмечалось потепление ($\beta = 0,03^{\circ}\text{C}/10$ лет), хотя и очень небольшое, всего $0,3^{\circ}\text{C}/100$ лет. Амплитуда колебаний составила $6,9^{\circ}\text{C}$ с максимумом $-7,7^{\circ}\text{C}$ (1963 г.) и минимумом $-14,6^{\circ}\text{C}$ (1964 г.).

Весной (апрель) и осенью (октябрь) угловые коэффициенты отрицательны (наблюдалось похолодание) и равны соответственно $\beta = -0,01^{\circ}\text{C}/10$ лет и $-0,19^{\circ}\text{C}/10$ лет. В апреле амплитуда колебания наибольшая с единственным сильно выраженным максимумом $9,7^{\circ}\text{C}$ (1958 г.) и достаточно обычным для этого месяца минимумом $-5,8^{\circ}\text{C}$ (1955 г.). В октябре, несмотря на значительный рассчитанный тренд $\beta = -0,19^{\circ}\text{C}$, заметной тенденции к понижению температуры не отмечается из-за значительной колеблемости температуры – максимум $2,4^{\circ}\text{C}$ (1979 г.) и минимум $-4,6^{\circ}\text{C}$ (1987 г.).

Следовательно, в высокогорной зоне, возможно, из-за более короткого ряда наблюдений, значимых потеплений или понижений температуры воздуха не отмечено.

Таким образом, в течение периода инструментальных наблюдений по днищам долин наблюдалось потепление средних за холодный период температур воздуха примерно на 3°C в пересчете на 100 лет, которое по отдельным районам и месяцам колебалась в диапазоне $0,06\dots, 0,42^{\circ}\text{C}/10$ лет. Максимальное потепление отмечалось зимой ($\beta = 0,36\dots, 0,42^{\circ}\text{C}/10$ лет), наименьшее – осенью ($\beta = 0,06\dots, 0,07^{\circ}\text{C}$).

В нижней части склонов потепление за холодный период было относительно малым – на $0,9^{\circ}\text{C}$ за 100 лет. При этом зимой потепление составило $1,2^{\circ}\text{C}$ в пересчете на 100 лет, а осенью отмечалось понижение температуры воздуха ($\beta = -0,06^{\circ}\text{C}/10$ лет).

В верхней части склонов, напротив, температура воздуха в пересчете на 100 лет понизилась на $1,1^{\circ}\text{C}$, в основном за счет понижения ее осенью ($\beta = -0,19^{\circ}\text{C}$), хотя зимой все-таки отмечается небольшое повышение температуры воздуха на $0,3^{\circ}\text{C}$ за 100 лет.

Статистически значимыми можно считать повышения температуры в целом за холодный период в днищах Чуйской и Талас-

ской долин, а также в низкогорной зоне, за счет сильных и значимых повышений ее в зимний сезон.

3.3. Временной ход и тренды скользящих 5- и 10-летних средних температур воздуха

Для выявления колебаний средних месячных, средних годовых и средних за холодный сезон температур воздуха, имеющих период 5 лет и более, были рассчитаны их скользящие 5- и 10-летние средние, временные тренды за время инструментальных наблюдений по 2000 г. для 4 метеорологических станций ССЗК: Бишкек, Байтык, Тюя-Ашуу северная и Талас. Как известно, скользящие средние обладают тем свойством, что исключают во временных рядах колебания меньшие, чем период осреднения (в данном случае менее 5 или 10 лет), позволяя нагляднее выявить колебания больших временных масштабов [20, 55].

В таблицах 3.2 и 3.3 приведены рассчитанные по всем станциям уравнения линейных трендов для скользящих 5- и 10-летних средних с оценкой их значимости по t-критерию, а на рисунках 3.3 и 3.4 в качестве примера показаны графики временного хода 5- и 10-летних средних температур по МС Бишкек с нанесенными линиями трендов. По остальным станциям аналогичные графики приведены в приложениях 10, 11. Кроме того, в приложении 12 даны координаты точек основных максимумов и минимумов на кривых временного хода 5-летних средних, определяющих смену периодов потеплений и похолоданий.

Днища долин. Чуйская долина. В днище Чуйской долины с 1928 по 2000 гг. самым теплым пятилетием в году было последнее (приложение 12) со средней температурой $11,4^{\circ}\text{C}$, а самыми холодными – пятилетия 1931–1935 гг. и 1948–1952 гг. с температурами $9,6$ и $9,5^{\circ}\text{C}$. На рисунке 3.3 для года четко выделяются три основных максимума (1937–1941 гг.; 1961–1965 гг. и 1996–2000 гг., причем последний является условным, так как темпера-

тура, возможно, будет продолжать подниматься) и 3 минимума (1931–1935 гг.; 1948–1952 гг. и 1968–1972 гг.), которые достаточно хорошо совпадают с ходом глобальной температуры северного полушария [59]. В целом, для года положительный тренд 5-летних скользящих средних значим на уровне $p = 0,95$ и имеет угловой коэффициент $\beta = 0,18^\circ/10$ лет, так что трендовое изменение температуры в пересчете на 100 лет оказалось равным $1,8^\circ\text{C}$.

Для холодного периода временной ход 5-летних средних выражен более ярко, имея амплитуду $2,8^\circ\text{C}$ (рисунок 3.3) и здесь дополнительно выделяется еще один максимум (1979–1983 гг.) и один минимум (1982–1986 гг.). Однако в целом кривые хорошо совпадают. Коэффициент тренда $\beta = 0,24^\circ\text{C}/10$ лет значим при $p = 0,95$, так что трендовое повышение температуры в пересчете на 100 лет составило около $2,4^\circ\text{C}$, т.е. почти такое же, как и при расчете по данным табл. 3.1 ($\Delta T = 2,6^\circ\text{C}/100$ лет).

Временной ход температуры для января выражен более резко (амплитуда $5,4^\circ\text{C}$), чем для холодного периода, но, в целом, январская кривая хорошо совпадает с холодным периодом, имея 4 максимума и 4 минимума.

Причем самым теплым было 5-летие 1985–1989 гг. со средней температурой $-1,9^\circ\text{C}$. Самым холодным было пятилетие 1933–1937 гг. ($-7,8^\circ\text{C}$), что не совпадает с самыми холодными пятилетиями для года и холодного периода (1931–1935 гг.). Коэффициент тренда для января значим и равен $\beta = 0,35^\circ\text{C}/100$ лет – самый большой из месяцев года, дающий повышение температуры в пересчете на 100 лет, равное $3,5^\circ\text{C}$, т.е. почти такое же, как и по таблице 3.1.

Весной (апрель) колебания 5-летних средних на интервале 1928–2000 гг. также значительны (амплитуда $4,6^\circ\text{C}$), но положение максимумов и минимумов не совпадает с предыдущими кривыми.

Самым теплым был период 1978–1982 гг., самым холодным – 1933–1937 гг. Тренд мал $\beta = 0,08^\circ\text{C}/10$ лет и не значим. Осенью (октябрь) тренд еще меньше, $\beta = 0,05^\circ\text{C}/10$ лет и не значим. Колебания по фазе также носят индивидуальный характер. Самым теплым был период 1995–1999 гг., а самым холодным – пятилетия

Таблица 3.2

Уравнения линейных трендов за год, холодный период

и по центральным месяцам сезонов β ($^\circ\text{C}/10$ лет) для 5-летних средних с оценкой значимости β для доверительной вероятности $p = 0,95$ (* – значимый коэффициент)

Станция, м	Уравнение линейного тренда		β ($^\circ\text{C}/10$ лет)	σ_β	Доверительный интервал β при $p=0,95$
Бишкек, 756	Год	$y = 0,0184x + 9,8$	0,18*	0,002	0,014..., 0,023
	Холодный период	$y = 0,0244x + 2,1$	0,24*	0,003	0,018..., 0,031
	Январь	$y = 0,0345x - 5,2$	0,34*	0,008	0,018..., 0,051
	Апрель	$y = 0,0076x + 11,6$	0,08	0,004	-0,0001..., 0,0153
	Октябрь	$y = 0,0045x + 10,5$	0,04	0,004	-0,004..., 0,014
Байтык, 1579	Год	$y = 0,0076x + 6,1$	0,08*	0,002	0,004..., 0,011
	Холодный период	$y = 0,0099x - 0,1$	0,10*	0,002	0,006..., 0,014
	Январь	$y = 0,0162x - 5,8$	0,16*	0,005	0,005..., 0,027
	Апрель	$y = 0,0049x + 6,6$	0,05	0,003	-0,002..., 0,012
	Октябрь	$y = -0,0082x + 6,9$	-0,08*	0,003	-0,015..., -0,002
Тюя-Ашуу северная, 3071	Год	$y = 0,0092x - 1,6$	0,09*	0,004	0,0005..., 0,0179
	Холодный период	$y = -0,0181x - 6,4$	-0,18*	0,005	-0,029..., -0,007
	Январь	$y = -0,0266x - 11,0$	-0,27	0,016	-0,059..., 0,006
	Апрель	$y = -0,0053x - 0,9$	-0,05	0,015	-0,035..., 0,025
	Октябрь	$y = 0,002x - 1,0$	0,02	0,012	-0,023..., 0,027
Талас, 1270	Год	$y = 0,0211x + 7,1$	0,21*	0,003	0,016..., 0,026
	Холодный период	$y = 0,0287x + 0,1$	0,29*	0,003	0,021..., 0,036
	Январь	$y = 0,0264x - 6,1$	0,26*	0,010	0,007..., 0,046
	Апрель	$y = 0,0137x + 8,7$	0,14*	0,004	0,005..., 0,022
	Октябрь	$y = 0,005x + 7,8$	0,05	0,004	-0,004..., 0,014

1929–1933 гг. и 1983–1987 гг. Из всего этого можно сделать вывод, что основную роль в формировании временного хода температур года и холодного периода сыграли зимние месяцы.

Таласская долина. Как видно из приложения 10, 12 и таблицы 3.2, здесь тенденция к общему за год и холодный период более значительному повышению 5-летних средних температур воздуха прослеживается наиболее четко, чем по данным остальных станций. В днище Таласской долины с 1930 по 2000 гг. после холодного пятилетия 1933–1937 гг. ($6,5^{\circ}\text{C}$) наступает период почти плавного устойчивого повышения температуры воздуха до $8,9^{\circ}\text{C}$ в 1996–2000 гг. – самого теплого пятилетия в году (приложение 12). В году (приложение 11) четко выделяются 4 основных максимума (1938–1942 гг.; 1962–1966, 1979–1983 и 1996–2000 гг., причем последний является условным, так как температура, возможно, будет продолжать подниматься) и 4 минимума (1933–1937 гг.; 1950–1954, 1972–1976 и 1992–1996 гг.). В целом, для года положительный тренд 5-летних скользящих средних значим на уровне $p = 0,95$ и имеет угловой коэффициент $\beta = 0,21^{\circ}/10$ лет, так что трендовое изменение температуры в пересчете на 100 лет оказалось равным $2,1^{\circ}\text{C}$ (таблица 3.2).

Для холодного периода временной ход 5-летних средних выражен более ярко, имея амплитуду $3,3^{\circ}\text{C}$ (приложение 12), но наступление максимумов и минимумов практически синхронно с годом. Коэффициент тренда $\beta = 0,29^{\circ}\text{C}/10$ лет значим при $p = 0,95$, так что трендовое повышение температуры в пересчете на 100 лет составило около $2,9^{\circ}\text{C}$.

Временной ход температуры для января выражен еще более резко (амплитуда $7,0^{\circ}\text{C}$), хотя общий вид кривой январской температуры отличается от хода температуры в году и холодном периоде, но, в целом, январская кривая хорошо совпадает с холодным периодом, имея 4 максимума и 4 минимума. Самым теплым было 5-летие 1940–1944 гг. со средней температурой $-2,7^{\circ}\text{C}$. Самым холодным было пятилетие 1933–1937 гг. ($-9,7^{\circ}\text{C}$), что полностью совпадает с самыми холодными пятилетиями для года и холодного периода (1933–1937 гг.). Коэффициент тренда для января

значим и равен $\beta = 0,26^{\circ}\text{C}/100$ лет – самый большой из месяцев года, дающий повышение температуры в пересчете на 100 лет, равное $2,6^{\circ}\text{C}$.

Весной (апрель) колебания 5-летних средних также значительны (амплитуда $3,1^{\circ}\text{C}$), но положение максимумов и минимумов совершенно не совпадает с предыдущими кривыми. Самым теплым был период 1978–1982 гг., самым холодным – 1933–1937 гг. Тренд мал $\beta = 0,14^{\circ}\text{C}/10$ лет, но значим.

Осенью (октябрь) колебания 5-летних средних имеют амплитуду как и весной $3,0^{\circ}\text{C}$, положение максимумов и минимумов также не совпадает с предыдущими кривыми. Тренд еще меньше, $\beta = 0,05^{\circ}\text{C}/10$ лет и не значим. Самым теплым был период 1995–1999 гг., а самым холодным – пятилетия 1949–1953 и 1983–1987 гг.

Тенденция к общему повышению температуры воздуха во все месяцы в Таласе определяется настолько четко, что все коэффициенты значимы, за исключением осени. Также необходимо отметить синхронность наступления максимумов и минимумов в Чуйской и Таласской долинах.

Таким образом, в Таласской долине тенденция повышения температуры в холодный период, которая, как и в Чуйской долине, наиболее хорошо выражена зимой, играет основную роль в формировании временного хода температур года и холодного периода.

Нижняя часть склонов. Нижняя подгорная зона Чуйской долины (МС Байтык) (приложение 11, 12 и таблица 3.2) характеризуется более сглаженными периодами роста и спада температуры. Самым теплым пятилетием в году было 1938–1942 гг. со средней температурой $7,3^{\circ}\text{C}$, а самым холодным – 1918–1922 гг. с температурой $5,3^{\circ}\text{C}$. На графике приложения 10 четко выделяются 4 максимума (1923–1927, 1938–1942, 1977–1981 и 1996–2000 гг.) и 4 минимума (1918–1922, 1933–1937, 1948–1952 и 1992–1996 гг.). В целом, для года тренд 5-летних скользящих средних значим на уровне $p = 0,95$, хотя и мал – угловой коэффициент $\beta = 0,08^{\circ}/10$ лет.

Для холодного периода выделяются также 4 максимума и 4 минимума, первые три из которых почти совпадают с ходом температуры в году. Имея такую же амплитуду, как и для года, тенденция к повышению температуры в холодный период выражена более ярко. Коэффициент тренда $\beta = 0,10^{\circ}\text{C}/10$ лет и значим при $p = 0,95$.

Временной ход температуры для января выражен более резко (амплитуда $4,7^{\circ}\text{C}$), чем для года и холодного периода. Он имеет отличный рисунок от временного хода в году и холодном периоде, имея 3 максимума и 3 минимума. Причем самым теплым было 5-летие 1959–1963 гг. со средней температурой $-3,3^{\circ}\text{C}$. Самым холодным было пятилетие 1933–1937 и 1969–1973 гг. ($-8,0^{\circ}\text{C}$). Коэффициент тренда для января значим и равен $\beta = 0,16^{\circ}\text{C}/100$ лет – самый большой из месяцев года.

Весной (апрель) колебания 5-летних средних на интервале 1915–2000 гг. меньше зимних (амплитуда $2,9^{\circ}\text{C}$), положение экстремумов отличается от всех кривых. Самым теплым был период 1978–1982 гг., самым холодным – 1917–1921 и 1933–1937 гг., что совпадает с ходом температуры в днище Чуйской долины. Тренд мал $\beta = 0,05^{\circ}\text{C}/10$ лет и не значим.

Осенью (октябрь) тренд отрицательный $\beta = -0,08^{\circ}\text{C}/10$ лет и значим на уровне $p = 0,95$. Амплитуда колебаний такая же, как и весной $3,0^{\circ}\text{C}$. Самым теплым был период 1924–1928 гг., а самым холодным – пятилетия 1984–1988 гг.

Таким образом, в среднегорной зоне по 5-летним средним выявляется значимое повышение температуры воздуха в году, холодном периоде и зимой и значимое понижение осенью. Такая взаимная компенсация уменьшает тенденцию повышения температуры воздуха в году.

Верхняя часть склонов. Как видно из приложения 10, 12 и таблицы 3.2 (МС Тюя-Ашуу северная, 1954–1987 гг.), временной ход 5-летних средних годовых температур воздуха по МС Тюя-Ашуу северная имеет более сглаженные периоды повышения и понижения температур. Самым теплым пятилетием в году было 1976–1980 гг. со средней температурой $-1,0^{\circ}\text{C}$, а самым холодным – 1954–1958 гг. с температурой $-1,8^{\circ}\text{C}$. Ввиду малого периода наблюдений, на

графике для года приложения 10 четко выделяются 2 максимума (1959–1963 и 1976–1980 гг.) и 3 минимума (1954–1958, 1972–1976, 1981–1985 гг.). В целом, для года тренд 5-летних скользящих средних мал – $\beta = 0,09^{\circ}/10$ лет, хотя и значим на уровне $p = 0,95$.

Для холодного периода выделяются также 2 максимума и 3 минимума, почти совпадающие с ходом температуры в году, причем в холодный период отмечается устойчивая тенденция к понижению температуры воздуха. Коэффициент тренда отрицателен $\beta = -0,18^{\circ}\text{C}/10$ лет и значим при $p = 0,95$.

Временной ход температуры января имеет 2 максимума и 2 минимума. Самым теплым было 5-летие 1959–1963 гг. со средней температурой $-10,0^{\circ}\text{C}$, а самым холодным было пятилетие 1969–1973 гг. ($-12,9^{\circ}\text{C}$), как и во всей Чуйской долине. Отрицательный коэффициент тренда для января хотя и значителен $\beta = -0,27^{\circ}\text{C}/100$ лет, но не значим.

Весной (апрель) колебания 5-летних средних отличаются от всех предыдущих месяцев. Самым теплым был период 1958–1962 гг., самым холодным – 1964–1968 гг. Отрицательный тренд мал $\beta = -0,05^{\circ}\text{C}/10$ лет и не значим.

Осенью (октябрь) тренд очень мал $\beta = 0,02^{\circ}\text{C}/10$ лет и не значим на уровне $p = 0,95$. Временной ход температуры имеет также 2 максимума и 2 минимума. Самым теплым был период 1976–1980 гг., а самым холодным – пятилетия 1964–1968 и 1983–1987 гг.

Таким образом, в высокогорной зоне по 5-летним средним выявляется значимое повышение температуры воздуха в году и значимое ее понижение за холодный период. Как было определено в предыдущих параграфах, основной вклад в годовое повышение температуры воздуха вносит потепление в теплый период года. Такая взаимная компенсация уменьшает тенденцию повышения температуры воздуха в году.

В таблице 3.3 в дополнение к сделанному анализу приведены рассчитанные по значениям 10-летних скользящих линейные тренды и оценена их значимость. На рисунке 3.4 и в приложении

Таблица 3.3

Уравнения линейных трендов за год, холодный период и по центральным месяцам сезонов
 β ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) для 10-летних средних с оценкой значимости β
 для достоверной вероятности $p = 0,95$ (* – значимый коэффициент)

Станция, м	Уравнение линейного тренда		β ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)	Доверительный интервал
Бишкек, 756	Год	$y = 0,0175x + 9,8719$	0,18*	0,002
	Холодный период	$y = 0,0244x + 2,1417$	0,24*	0,002
	Январь	$y = 0,0283x - 4,8811$	0,28*	0,006
	Апрель	$y = 0,0107x + 11,518$	0,11*	0,003
	Октябрь	$y = -0,0015x + 10,662$	-0,02	0,003
Байтык, 1579	Год	$y = 0,0069x + 6,1561$	0,07*	0,001
	Холодный период	$y = 0,0091x - 0,0479$	0,09*	0,001
	Январь	$y = 0,0183x - 5,8281$	0,18*	0,005
	Апрель	$y = 0,0052x + 6,6675$	0,05	0,008
	Октябрь	$y = -0,0108x + 6,9516$	-0,11	0,012
Тюя-Ашуу северная, 3071	Год	$y = 0,0098x - 1,5439$	0,10*	0,002
	Холодный период	$y = -0,0162x - 6,4105$	-0,16*	0,003
	Январь	$y = -0,0406x - 10,917$	-0,41*	0,014
	Апрель	$y = 0,0246x - 1,3765$	0,25*	0,011
	Октябрь	$y = 0,0228x - 1,2712$	0,23*	0,009
Талас, 1270	Год	$y = 0,019x + 7,1941$	0,19*	0,002
	Холодный период	$y = 0,0254x + 0,3392$	0,25*	0,002
	Январь	$y = 0,0145x - 5,5667$	0,14*	0,007
	Апрель	$y = 0,0147x + 8,7015$	0,15*	0,004
	Октябрь	$y = 0,0013x + 7,8684$	0,01	0,004

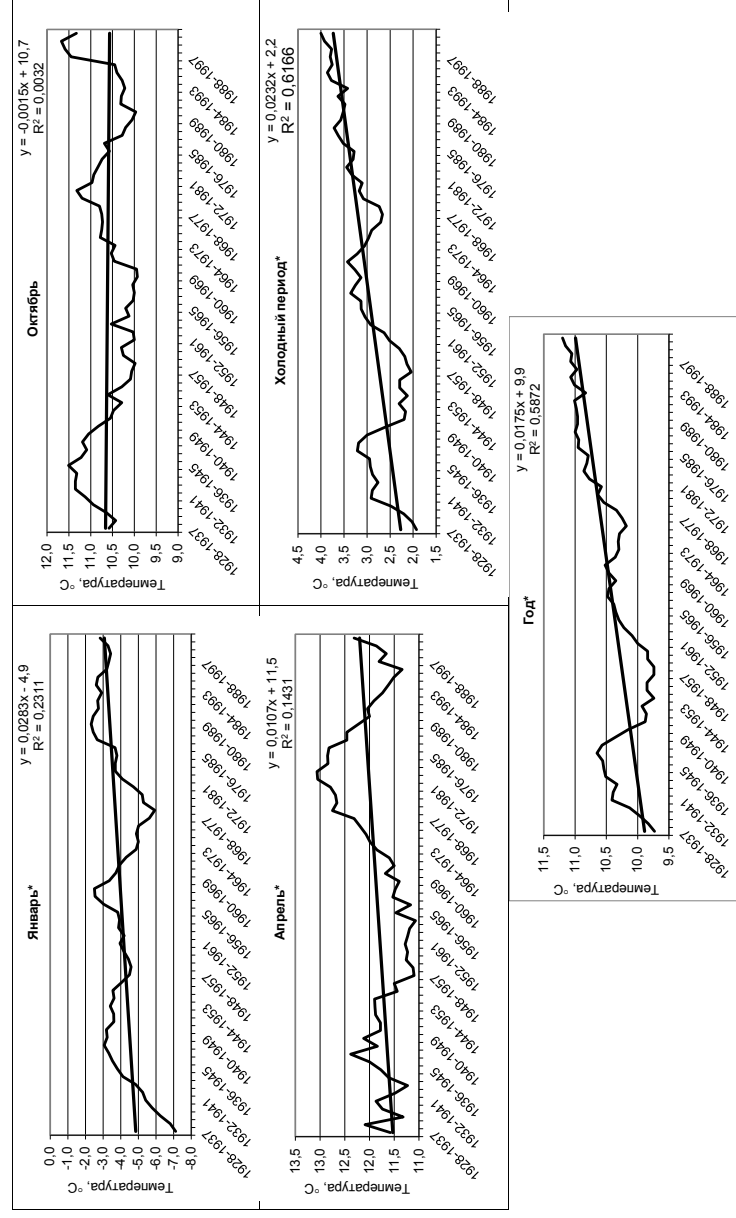


Рисунок 3.4 – Временной ход 10-летней средней температуры воздуха с линией тренда за год, холодный период и по центральным месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Бишкек (* – отмечен значимый тренд)

11 представлены графики скользящих 10-летних средних годовых температур воздуха с нанесенными линиями тренда.

Как видно, из этих данных графики хода 10-летних средних температур воздуха более сглажены по сравнению с 5-летними.

Общий характер изменения температуры воздуха сохраняется, изменения в значимости некоторых угловых коэффициентов трендов, по существу, произошли лишь в высокогорной зоне – все изменения температуры стали значимы.

Таким образом, в целом в году, в холодный период и в январе для всех зон коэффициенты трендов 5- и 10-летних скользящих средних для долин и нижней части склонов оказались положительными и значимыми. В другие сезоны они могут быть как значимыми, так и не значимыми.

В высокогорной зоне картина обратная: 10-летние средние в холодный период и в январе дают отрицательный значимый тренд, а в апреле, октябре и в целом за год – значимый положительный. По 5-летним средним значимы только отрицательный тренд для холодного сезона и положительный для года.

Правда, в высокогорной зоне возможна неопределенность из-за ограниченности материала (данные за период 1954–1987 гг.). Хотя тренд для года, холодного периода и зимы оказались отрицательными, это может быть следствием неполноты ряда в начале и конце рассматриваемого периода, так как фактически имеются данные только по неполной второй половине XX века.

Если предположить, что неопределенность отсутствует, то можно сделать вывод о противоположных тенденциях в многолетнем изменении температуры в долинах и низкогорных зонах склонов по сравнению с высокогорными: повышение температу-

ры зимой и в целом за холодный период в первых и понижение во вторых.

В целом, анализ временных трендов 5- и 10-летних средних, полученных по исходным рядам средних месячных температур (п. 3.2), как и следовало ожидать, дал практически совпадающие результаты.

3.4. Нормы минимальных и максимальных температур воздуха

В этом разделе рассматриваются нормы экстремальных характеристик температуры воздуха по данным справочника [36, 58] для метеостанций ССЗК: МС Бишкек, Чон-Арык, Байтык, Тюя-Ашуу северная, Новороссийка и Талас за период 1896–1980 гг., а именно: средняя минимальная и максимальная температуры воздуха, средний из абсолютных месячных (годовых) минимумов и максимумов, абсолютный минимум и максимум температуры воздуха.

Эти данные, являющиеся важными для характеристики климата, приведены для центральных месяцев холодного периода и для года в целом в таблице 3.4. В приложении 13 указано среднее число дней с температурой воздуха выше (ниже) заданных значений и равной им.

Средние максимальные и минимальные температуры воздуха получены [58] осреднением данных суточных наблюдений по максимальному и минимальному термометрам. Абсолютные максимумы и минимумы температуры воздуха – это выборки наиболее высоких или низких температур воздуха, наблюдавшихся в пределах использованного периода наблюдений. Средние из абсолютных максимумов и минимумов – это многолетние средние значения ежегодных абсолютных максимумов или минимумов по месяцам и за год, выбранные из всего ряда наблюдений. Средние из абсолютных максимумов и минимумов могут служить оценками экстремальных температур, возможных в каждом году.

Таблица 3.4
Значения характеристик экстремумов температуры воздуха Т°,С для метеостанций ССЗК [58]

Температура воздуха	Бишкек				Чон-Арык				Байтык			
	I	IV	X	Год	I	IV	X	Год	I	IV	X	Год
Средняя минимальная	-9,6	6,1	4,5	4,3	-8,4	4,9	3,9	3,8	-9,4	2,7	2,2	1,9
Средняя из абсолютных минимумов	-22	-2	-4	-25	-19	-5	-5	-22	-19	-6	-7	-21
Абсолютный минимум	-32	-12	-13	-38	-29	-15	-13	-29	-30	-18	-15	-30
	1969	1960	1898	1930	1935	1960	1968	1935	1919	1960	1934	1919
												1930
	Тюя-Ашуу северная				Новороссийка				Талас			
	I	IV	X	Год	I	IV	X	Год	I	IV	X	Год
Средняя минимальная	-14,6	-4,9	-4,0	-4,8	-15,4	0,8	-1,7	-2,1	-12,0	3,1	1,4	1,1
Средняя из абсолютных минимумов	-22	-13	-12	-24	-24	-8	-10	-27	-24	-5	-7	-27
Абсолютный минимум	-29	-24	-23	-31	-34	-22	-20	-34	-35	-20	-13	-38
	1969	1960	1953	1974	1969	1952	1953	1969	1969	1960	1982	1951

Продолжение табл. 3.4

Температура воздуха	Бишкек				Чон-Арык				Байтык			
	I	IV	X	Год	I	IV	X	Год	I	IV	X	Год
Средняя максимальная	1,4	17,8	17,5	16,5	2,3	15,1	15,2	14,8	1,0	11,9	12,4	12,0
Средняя из абсолютных максимумов	11	28	27	38	11	25	25	34	10	22	22	30
Абсолютный максимум	19	35	34	43	20	31	31	39	16	31	27	34
	1966	1946	1941	1983	1979	1932	1941	1944	1920	1946	1946	1946
	Тюя-Ашуу северная				Новороссийка				Талас			
	I	IV	X	Год	I	IV	X	Год	I	IV	X	Год
Средняя максимальная	-8,3	2,4	2,8	2,6	-1,4	14,6	15,0	13,1	0,8	16,0	16,1	14,9
Средняя из абсолютных максимумов	-3	7	8	18	5	24	24	33	9	26	26	34
Абсолютный максимум	4	12	15	25	12	31	30	38	19	32	32	40
	1979	1967	1959	1979	1981	1946	1941	1979	1966	1946	1941	1983
												1944

Днища долин. Чуйская долина. В днище Чуйской долины (МС Бишкек) за период 1896–1980 гг. (таблица 3.4) наиболее низкая из средних минимальных температур воздуха отмечается в январе $T_{\text{ср.мин}} = -9,6^{\circ}\text{C}$, т.е. это средняя температура января в наиболее холодные часы суток. Средняя максимальная температура воздуха днем в январе равна $1,4^{\circ}\text{C}$. Таким образом, даже в январе температура воздуха не целый день остается отрицательной. Амплитуда между средним максимумом и минимумом достаточно значительна и составляет $\Delta T_{\text{ср}} = 11,0^{\circ}\text{C}$.

Средние максимальные температуры в апреле и октябре почти равны, $T_{\text{ср.макс}} = 17,8^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.макс}} = 17,5^{\circ}\text{C}$ соответственно, а различие минимальных составляет полтора градуса – $T_{\text{ср.мин}} = 6,1^{\circ}\text{C}$ (апрель) и $T_{\text{ср.мин}} = 4,5^{\circ}\text{C}$ (октябрь), т.е. ночи осенью несколько холоднее, чем весной. Поэтому наиболее значительная суточная амплитуда отмечается осенью $\Delta T_{\text{ср}} = 13^{\circ}\text{C}$.

Средняя минимальная и максимальная температура за год положительны и равны $T_{\text{ср.мин}} = 4,3^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.макс}} = 16,5^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Абсолютный минимум за год отмечался не в январе и равен $T_{\text{абс.мин}} = -38^{\circ}\text{C}$ (1930 г.). Абсолютный минимум января равен $T_{\text{абс.мин}} = -32^{\circ}\text{C}$ (1969 г.), который наблюдался в холодную пятилетку 1968–1972 гг. (п. 3.3).

Значительные отрицательные температуры воздуха возможны и в апреле, и октябре, $T_{\text{абс.мин}} = -12$ и $T_{\text{абс.мин}} = -13^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Годовая амплитуда абсолютных экстремумов очень велика и равна $\Delta T_{\text{абс}} = 81^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о сильной континентальности климата в днище долины. Январская амплитуда также велика, $\Delta T_{\text{абс}} = 51^{\circ}\text{C}$ и сопоставима с годовой амплитудой. Апрельская и октябрьская амплитуды лишь немного меньше, $\Delta T_{\text{абс}} = 47^{\circ}\text{C}$ (для апреля и октября).

Средняя из абсолютных минимальных температур воздуха в году равна $T_{\text{ср.абс.мин}} = -25^{\circ}\text{C}$, а в январе $T_{\text{ср.абс.мин}} = -22^{\circ}\text{C}$. Но сохраняется в январе такая температура всего в течение 1,5 дней, а в целом за год всего 4,9 дней [36] (приложение 13). В апреле и октябре наиболее низкие возможные температуры отрицательны, $T_{\text{ср.абс.мин}} = -2^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.абс.мин}} = -4^{\circ}\text{C}$ соответственно. Средняя из

абсолютных максимумов температуры воздуха в январе значительна и равна $T_{\text{ср.абс.макс}} = 11^{\circ}\text{C}$. В апреле и октябре она равна уже $T_{\text{ср.абс.макс}} = 28^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.абс.макс}} = 27^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Таласская долина. В днище Таласской долины (МС Талас) за период 1929–1980 гг. (таблица 3.4) наиболее низкая из средних минимальных температур воздуха отмечается в январе, $T_{\text{ср.мин}} = -12,0^{\circ}\text{C}$, ниже почти на 2°C , чем в Чуйской долине. Средняя максимальная температура воздуха днем в январе равна $0,8^{\circ}\text{C}$. В Таласе январская температура почти целый день отрицательна. Амплитуда между средним минимумом и максимумом чуть больше, чем в Чуйской долине и составляет $\Delta T_{\text{ср}} = 12,8^{\circ}\text{C}$. Средние максимальные температуры в апреле и октябре также равны, $T_{\text{ср.макс}} = 16,0^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.макс}} = 16,1^{\circ}\text{C}$ соответственно, а в минимальных различие составляет полтора градуса – $T_{\text{ср.мин}} = 3,1^{\circ}\text{C}$ в апреле и $T_{\text{ср.мин}} = 1,4^{\circ}\text{C}$ в октябре. Амплитуда между средней минимальной и максимальной температурой в Таласе значительна во все месяцы, $\Delta T_{\text{ср}} = 12,8... 14,7^{\circ}\text{C}$. Средняя минимальная и максимальная температура за год положительны и равны $T_{\text{ср.мин}} = 1,1^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.макс}} = 14,9^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Абсолютный минимум за год равен $T_{\text{абс.мин}} = -38^{\circ}\text{C}$ (1951 г.), такой же как и в Бишкеке. Абсолютный минимум января равен $T_{\text{абс.мин}} = -35^{\circ}\text{C}$, ниже, чем в Бишкеке на 3°C . Низкие минимальные температуры воздуха возможны и в апреле, и октябре, $T_{\text{абс.мин}} = -20^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{абс.мин}} = -13^{\circ}\text{C}$ соответственно. В Таласе весна значительно холоднее, чем в Бишкеке, в то время как абсолютный минимум октября совпадает. Годовая амплитуда абсолютных экстремумов равна $\Delta T_{\text{абс}} = 78^{\circ}\text{C}$, т.е. несколько меньше, чем в Бишкеке ($\Delta T_{\text{абс}} = 81^{\circ}\text{C}$). Январская амплитуда велика и равна $\Delta T_{\text{абс}} = 54^{\circ}\text{C}$, апрельская и октябрьская амплитуды меньше, но также очень велики, $\Delta T_{\text{абс}} = 50^{\circ}\text{C}$ и $\Delta T_{\text{абс}} = 45^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Средняя из абсолютных минимальных температур воздуха в году в Таласской долине равна $T_{\text{ср.абс.мин}} = -27^{\circ}\text{C}$, а в январе $T_{\text{ср.абс.мин}} = -24^{\circ}\text{C}$. Дней в январе с температурами ниже -20°C в Таласе больше, чем в Бишкеке в два раза – 3,2 дня (приложение 13). В апреле и октябре средние из абсолютных минимумов темпера-

туры отрицательны, $T_{\text{ср.абс.мин}} = -5^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.абс.мин}} = -7^{\circ}\text{C}$ соответственно. Средняя из абсолютных максимальных температур воздуха в январе положительна и равна $T_{\text{ср.абс.макс}} = 9^{\circ}\text{C}$, а в апреле и октябре она равна уже 26°C .

Чон-Кеминская долина. В днище Чон-Кеминской долины (МС Новороссийка) за период 1931–1980 гг. (таблица 3.4) наиболее низкая из средних минимальных температур воздуха отмечается в январе $T_{\text{ср.мин}} = -15,4^{\circ}\text{C}$. Средняя максимальная температура воздуха днем в январе равна $-1,4^{\circ}\text{C}$. В Чон-Кеминской долине январская температура в среднем в течение дня отрицательна. Амплитуда между средним минимумом и максимумом значительно больше, чем в Чуйской долине (11°C), и составляет $\Delta T_{\text{ср}} = 14,0^{\circ}\text{C}$. Средние максимальные температуры в апреле и октябре почти равны, $T_{\text{ср.макс}} = 14,6^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.макс}} = 15,0^{\circ}\text{C}$ соответственно, а минимальные близки к нулю и различны по знаку – $T_{\text{ср.мин}} = 0,8^{\circ}\text{C}$ (апрель) и $T_{\text{ср.мин}} = -1,7^{\circ}\text{C}$ (октябрь). Наиболее значительная суточная амплитуда отмечается осенью $\Delta T_{\text{ср}}$ (октябрь) = $16,7^{\circ}\text{C}$. Средняя минимальная и максимальная температура за год соответственно равны $T_{\text{ср.мин}} = -2,1^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.макс}} = 13,1^{\circ}\text{C}$.

Абсолютный годовой минимум равен $T_{\text{абс.мин}} = -34^{\circ}\text{C}$ (1954, 1969 г.). Абсолютный минимум января также равен $T_{\text{абс.мин}} = -34^{\circ}\text{C}$ (1969 г.). Значительные отрицательные температуры воздуха, как и в высокогорной зоне, возможны и в апреле, и октябре, $T_{\text{абс.мин}} = -22^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{абс.мин}} = -20^{\circ}\text{C}$ соответственно. Годовая амплитуда абсолютных экстремумов несколько меньше, чем в Чуйской и Таласской долинах, но все же велика и равна $\Delta T_{\text{абс}} = 72^{\circ}\text{C}$. Январская амплитуда равна $\Delta T_{\text{абс}} = 46^{\circ}\text{C}$. Апрельская и октябрьская амплитуды соответственно равны $\Delta T_{\text{абс}} = 53^{\circ}\text{C}$ и $\Delta T_{\text{абс}} = 50^{\circ}\text{C}$.

Средняя из абсолютных минимальных температур воздуха в году равна $T_{\text{ср.абс.мин}} = -27^{\circ}\text{C}$, а в январе $T_{\text{ср.абс.мин}} = -24^{\circ}\text{C}$. В Новороссийке в январе уже 5,2 дня с температурой ниже -20°C , даже в апреле и октябре отмечается по 0,01 дню с такой температурой (приложение 13). В апреле и октябре средние из абсолютных минимумов температуры отрицательны и соответственно равны $T_{\text{ср.абс.мин}} = -8^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.абс.мин}} = -10^{\circ}\text{C}$. Средняя из абсолютных

максимальных температур воздуха в январе уже положительна $T_{\text{ср.абс.макс}} = 5^{\circ}\text{C}$, а в апреле и октябре она равна $T_{\text{ср.абс.макс}} = 24^{\circ}\text{C}$.

Подножье склонов. В зоне подножья склонов Кыргызского хребта (МС Чон-Арык) за период 1932–1980 гг. (таблица 3.4) наиболее низкая из средних минимальных температур воздуха отмечена в январе $T_{\text{ср.мин}} = -8,4^{\circ}\text{C}$, выше на $1,2^{\circ}\text{C}$, чем в Бишкеке, находящемся на 354 м ниже, что является следствием климатической инверсии. Средняя максимальная температура воздуха днем в январе также выше и равна $2,3^{\circ}\text{C}$. Амплитуда между средним минимумом и максимумом такая же, как в долине $\Delta T_{\text{ср}} = 10,7^{\circ}\text{C}$. Средние максимальные температуры в апреле и октябре почти равны $T_{\text{ср.макс}} = 15,1^{\circ}\text{C}$ (апрель) и $T_{\text{ср.макс}} = 15,2^{\circ}\text{C}$ (октябрь), а минимальные несколько различны $T_{\text{ср.мин}} = 4,9^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.мин}} = 3,9^{\circ}\text{C}$ соответственно. Средняя минимальная и максимальная температура за год положительны и равны $T_{\text{ср.мин}} = 3,8^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.макс}} = 14,8^{\circ}\text{C}$.

Абсолютный годовой минимум равен $T_{\text{абс.мин}} = -29^{\circ}\text{C}$ (1935 г.), значительно выше, чем в Чуйской (-38°C) и Таласской долинах (-38°C). Абсолютный минимум января также выше и равен $T_{\text{абс.мин}} = -29^{\circ}\text{C}$. Значительные отрицательные температуры воздуха возможны и в апреле, и октябре $T_{\text{абс.мин}} = -15^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{абс.мин}} = -13^{\circ}\text{C}$ соответственно. Причем весна холоднее, чем в долинах, в основном, за счет более низкого минимума. Это говорит о хорошо выраженном снижении континентальности климата уже в зоне подножий склонов. Абсолютный максимум почти такой же, как в Бишкеке, но годовая амплитуда абсолютных экстремумов равна $\Delta T_{\text{абс}} = 68^{\circ}\text{C}$, на 13°C меньше, чем в долине за счет более высокого значения минимума. Январская амплитуда равна $\Delta T_{\text{абс}} = 49^{\circ}\text{C}$. Апрельская и октябрьская амплитуды $\Delta T_{\text{абс}} = 44^{\circ}\text{C}$ и $\Delta T_{\text{абс}} = 46^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Средняя из абсолютных минимальных температур в году равна $T_{\text{ср.абс.мин}} = -22^{\circ}\text{C}$, а в январе $T_{\text{ср.абс.мин}} = -19^{\circ}\text{C}$, на 3°C выше, чем в Бишкеке. Всего 0,7 дня отмечается температура ниже -20°C в январе (приложение 13). В апреле и октябре наиболее низкие возможные температуры также отрицательны $T_{\text{ср.абс.мин}} = -5^{\circ}\text{C}$. Средняя из абсолютных максимальных температур воздуха

в январе также значительна и равна $T_{\text{ср.абс.макс}} = 11^{\circ}\text{C}$. В апреле и октябре она равна 25°C .

Нижняя часть склонов. В нижней части склонов (МС Бай-тык) за период 1914–1980 гг. (таблица 3.4) наиболее низкая из средних минимальных температур воздуха отмечалась в январе, $T_{\text{ср.мин}} = -9,4^{\circ}\text{C}$, которая за счет часто наблюдающихся склоновых инверсий температуры даже на $0,2^{\circ}\text{C}$ выше средней минимальной температуры в долине, несмотря на превышение в 823 м! Средняя максимальная температура воздуха днем в январе равна $T_{\text{ср.макс}} = 1,0^{\circ}\text{C}$. Амплитуда между средним минимумом и максимумом меньше, чем в долине, $\Delta T_{\text{ср}} = 10,4^{\circ}\text{C}$. Средняя максимальная температура в апреле равна $T_{\text{ср.макс}} = 11,9^{\circ}\text{C}$, минимальная также положительна и равна $T_{\text{ср.мин}} = 2,7^{\circ}\text{C}$. В октябре средний максимум температуры чуть выше, $T_{\text{ср.макс}} = 12,4^{\circ}\text{C}$, а минимальная чуть ниже, $T_{\text{ср.мин}} = 2,2^{\circ}\text{C}$. Средняя минимальная и максимальная температура за год положительны и равны $T_{\text{ср.мин}} = 1,9^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.макс}} = 12,0^{\circ}\text{C}$.

Абсолютный минимум за год равен $T_{\text{абс.мин}} = -30^{\circ}\text{C}$ (1919 г.), на 8°C выше, чем в Чуйской долине, несмотря на превышение в 823 м! Абсолютный минимум января также равен $T_{\text{абс.мин}} = -30^{\circ}\text{C}$, и тоже выше долинного. Значительные отрицательные температуры воздуха возможны и в апреле, и октябре, $T_{\text{абс.мин}} = -18^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{абс.мин}} = -15^{\circ}\text{C}$, т.е. на $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в долине. В переходные сезоны эффект инверсии ослабевает, и тогда в полной мере проявляется зависимость температуры воздуха от высоты местности. Годовая амплитуда абсолютных экстремумов равна $\Delta T_{\text{абс}} = 64^{\circ}\text{C}$, меньше амплитуды в долине уже на 17°C ! Январская амплитуда тоже меньше, чем в долине, $\Delta T_{\text{абс}} = 46^{\circ}\text{C}$. В то же время апрельская и октябрьская амплитуды близки к долинным $\Delta T_{\text{абс}} = 49^{\circ}\text{C}$ (апрель) и $\Delta T_{\text{абс}} = 42^{\circ}\text{C}$ (октябрь) ($\Delta T_{\text{абс}} = 47^{\circ}\text{C}$ в долине).

Средняя минимальная температура в году равна $T_{\text{ср.абс.мин}} = -21^{\circ}\text{C}$, а в январе $T_{\text{ср.абс.мин}} = -19^{\circ}\text{C}$. В январе температура меньше -20°C отмечается в два раза реже, чем в долине – в течение 0,7 дня, а в целом за год всего 1,9 дней (приложение 13). В апреле и октябре также возможны отрицательные температуры $T_{\text{ср.абс.мин}} = -6^{\circ}\text{C}$ (апрель) и $T_{\text{ср.абс.мин}} = -7^{\circ}\text{C}$ (октябрь). Средний из аб-

солютных максимумов температуры воздуха в январе значителен и равен $T_{\text{ср.абс.макс}} = 10^{\circ}\text{C}$. В апреле и октябре он равен уже 22°C .

Верхняя часть склонов. В верхней части склонов, где орографический эффект на режим температуры минимален (МС Тюя-Ашуу северная), за период 1953–1980 гг. (таблица 3.4) наиболее низкая из средних минимальных температур воздуха отмечалась в январе, $T_{\text{ср.мин}} = -14,6^{\circ}\text{C}$. Средняя максимальная температура воздуха днем также отрицательна, $T_{\text{ср.макс}} = -8,3^{\circ}\text{C}$. Амплитуда между средним максимумом и минимумом наименьшая среди всех станций, $\Delta T_{\text{ср}} = 6,3^{\circ}\text{C}$. Средние максимальные и минимальные температуры в апреле и октябре близки между собой: $T_{\text{ср.макс}} = 2,4^{\circ}\text{C}$ (апрель) и $T_{\text{ср.макс}} = 2,8^{\circ}\text{C}$ (октябрь), $T_{\text{ср.мин}} = -4,9^{\circ}\text{C}$ (апрель) и $T_{\text{ср.мин}} = -4,0^{\circ}\text{C}$ (октябрь), т.е. ночью и весной, и осенью сохраняется отрицательная температура воздуха. Наиболее значительная суточная амплитуда отмечается весной $\Delta T_{\text{ср}} = 7,1^{\circ}\text{C}$, осенью она чуть меньше $\Delta T_{\text{ср}} = 6,8^{\circ}\text{C}$. Средняя минимальная за год температура воздуха отрицательна $T_{\text{ср.мин}} = -4,8^{\circ}\text{C}$, максимальная положительна, $T_{\text{ср.макс}} = 2,6^{\circ}\text{C}$.

Абсолютный минимум за год равен $T_{\text{абс.мин}} = -31^{\circ}\text{C}$ (1934 г.), т.е. на 7°C выше, чем в Бишкеке, расположенном на 2,2 км ниже! Абсолютный минимум января также значительно выше и равен $T_{\text{абс.мин}} = -29^{\circ}\text{C}$. В то же время, весной и осенью за счет влияния высоты отмечаются низкие отрицательные температуры воздуха $T_{\text{абс.мин}} = -24^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{абс.мин}} = -23^{\circ}\text{C}$. Годовая амплитуда абсолютных экстремумов равна $\Delta T_{\text{абс}} = 56^{\circ}\text{C}$, что на 25°C меньше, чем в Бишкеке. Это говорит об очень существенном уменьшении континентальности климата в высокогорной зоне. Январская амплитуда равна всего $\Delta T_{\text{абс}} = 33^{\circ}\text{C}$. Апрельская и октябрьская амплитуды такие же или чуть больше $\Delta T_{\text{абс}} = 33^{\circ}\text{C}$ (апрель) и $\Delta T_{\text{абс}} = 38^{\circ}\text{C}$ (октябрь).

Средняя из абсолютных минимумов температуры воздуха в году равна $T_{\text{ср.абс.мин}} = -24^{\circ}\text{C}$, а в январе $T_{\text{ср.абс.мин}} = -22^{\circ}\text{C}$ (как в долине). Но количество дней с температурой ниже -20°C в январе отмечается в два раза больше, чем в долине – 3,5 дня и 8,4 дня в целом за год (приложение 13). В апреле и октябре средние абсолютные минимальные температуры отрицательны,

$T_{\text{ср.абс.мин}} = -13^{\circ}\text{C}$ и $T_{\text{ср.абс.мин}} = -12^{\circ}\text{C}$ соответственно. Оценка возможного годового максимума температуры воздуха в январе отрицательна, $T_{\text{ср.абс.макс}} = -3^{\circ}\text{C}$. В апреле и октябре она равна 7°C и 8°C соответственно.

Таким образом, наиболее низкие абсолютные минимумы температуры воздуха за год и январь отмечаются в днищах долин из-за орографического эффекта – развития склоновых интенсивных и мощных инверсий. Весной и осенью этот эффект ослабевает, тогда апрельский и октябрьский минимумы температуры воздуха отражают достаточно хорошую высотную зависимость температуры. С высотой уменьшаются амплитуды между абсолютным минимумом и максимумом температуры воздуха от $\Delta T_{\text{абс}} = 81^{\circ}\text{C}$ ($z \approx 700\text{--}800$ м) в долине до $\Delta T_{\text{абс}} = 56^{\circ}\text{C}$ в высокогорной зоне ($z \approx 3100$ м), что обуславливает уменьшение континентальности климата, начиная с подножий. Несмотря на возможные низкие температуры воздуха, зимой температура в долинах не целый день отрицательна, часто дневные температуры воздуха положительны в январе вплоть до уровня МС Байтык (1579 м). Лишь в среднегорной и высокогорной зонах в январе целый день сохраняются отрицательные температуры воздуха. Наиболее продолжительный период с температурой воздуха ниже -20°C отмечается не в высокогорной зоне, как можно было предполагать, а в закрытой Чон-Кеминской долине (5,2 дня за январь и 12,0 в году), а наименее продолжителен такой период в предгорной и низкогорной зоне, по 0,7 дня в январе и 1,9–2,4 дня в целом за год.

3.5. Временной ход и тренды абсолютных экстремальных температур воздуха

В настоящем разделе будут рассмотрены временной ход и тренды абсолютных минимальных и максимальных температур воздуха для днищ долин и нижней части склонов ССЗК за имеющиеся периоды наблюдений для центральных месяцев сезонов и года с оценкой их значимости, т.е. получены выводы об основной тенденции наблюдаемых изменений экстремальных температур.

В таблице 3.5 приведены уравнения линейных трендов σ_{β} , коэффициенты трендов β ($^{\circ}\text{C}/10$ лет), стандартные ошибки трендов, доверительный интервал, позволяющий судить о значимости β на уровне доверительной вероятности 0,95 по 3 станциям, характеризующим днище Чуйской долины (МС Бишкек (1936–2004 гг.), МС Токмок (1936–2000 гг.)) и нижнюю часть склонов (МС Байтык (1915–2005 гг.)). Значимые коэффициенты β отмечены знаком * (звездочка), для них доверительные интервалы температур не включают ноль. Для наглядности на рисунках 3.5–3.6 для МС Бишкек показаны графики временного хода абсолютных минимальных и максимальных температур воздуха, на которые нанесены линии трендов. Аналогичные графики для МС Токмок и Байтык приведены в приложении 14.

Днище долин. Чуйская долина. Как следует из таблицы 3.5 и рисунков 3.5–3.6 (МС Бишкек, 1936–2004 гг.), в подгорной части Чуйской долины временной ход абсолютных минимальных температур воздуха за год имеет сильный колебательный характер, т.е. характеризуется большой междугодовой изменчивостью. Диапазон колебаний за 69 лет составил $21,4^{\circ}\text{C}$ с максимумом $-12,6^{\circ}\text{C}$ (1992 г.) и минимумом $-34,0^{\circ}\text{C}$ (1951 г.). Однако, несмотря на сильную междугодовую колеблемость, хорошо видна тенденция повышения годовой минимальной температуры от начала (1936 г.) к концу ряда (2004 г.).

Коэффициент линейного тренда очень большой и равен $\beta = 1,12^{\circ}\text{C}/10$ лет, что в пересчете на 100 лет дает повышение температуры на $11,2^{\circ}\text{C}$. Тренд значим на уровне доверительной вероятности $p = 0,95$.

Временной ход абсолютных минимальных температур воздуха за январь также характеризуется большой междугодовой изменчивостью. Диапазон колебаний за 69 лет составил $22,2^{\circ}\text{C}$ с максимумом $-9,7^{\circ}\text{C}$ (2004 г.) и минимумом $-31,9^{\circ}\text{C}$ (1969 г.). Коэффициент линейного тренда значителен, $\beta = 0,84^{\circ}\text{C}/10$ лет, т.е. вклад январских температур в общее годовое повышение минимальных температур наибольший. Тренд значим на уровне доверительной вероятности $p = 0,95$.

Весной (апрель) и осенью (октябрь) колебания минимальных температур значительно меньше, $16,7^{\circ}\text{C}$ и $18,2^{\circ}\text{C}$ соответ-

Таблица 3.5

Уравнения линейных трендов по центральным месяцам сезонов β ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)
для абсолютных максимальных и минимальных температур с оценкой значимости
 β для $p = 0,95$ (* – значимый коэффициент)

Станция, м	Уравнение линейного тренда	β ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)	σ_{β}	Доверит. интервал β при $p=0,95$	
Бишкек, 756	Минимальная температура				
	Год	$y = 0,1115x - 26,513$	1,12*	0,025	0,062..., 0,161
	Январь	$y = 0,0844x - 22,407$	0,84*	0,018	0,033..., 0,136
	Апрель	$y = 0,0254x - 2,8$	0,25	0,026	-0,012..., 0,062
	Июль	$y = 0,0234x + 11,325$	0,23*	0,011	0,001..., 0,045
	Октябрь	$y = 0,0095x - 3,7781$	0,09	0,019	-0,030..., 0,049
	Максимальная температура				
	Год	$y = 0,014x + 37,331$	0,14	0,011	-0,008..., 0,036
	Январь	$y = 0,0389x + 11,076$	0,39*	0,017	0,004..., 0,073
	Апрель	$y = 0,0009x + 27,701$	0,01	0,017	-0,034..., 0,036
Токмок, 819	Июль	$y = -0,0029x + 37,316$	-0,03	0,013	-0,029..., 0,024
	Октябрь	$y = 0,0172x + 27,185$	0,17	0,020	-0,022..., 0,057
	Минимальная температура				
	Год	$y = 0,1186x - 27,533$	1,19*	0,023	0,072..., 0,165
	Январь	$y = 0,0742x - 22,765$	0,74*	0,026	0,021..., 0,127
	Апрель	$y = 0,0368x - 3,3642$	0,37	0,023	-0,010..., 0,083
	Июль	$y = 0,0336x + 10,902$	0,34*	0,010	0,013..., 0,054
	Октябрь	$y = -0,0041x - 3,1966$	-0,04	0,018	-0,041..., 0,032

Продолжение табл. 3.5

Станция, м	Уравнение линейного тренда		β ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)	σ_{β}	Доверит. интервал β при $p=0,95$
Токмок, 819	Максимальная температура				
	Год	$y = 0,045x + 36,313$	0,45*	0,011	0,023 ..., 0,066
	Январь	$y = 0,0317x + 11,575$	0,32	0,020	-0,009 ..., 0,072
	Апрель	$y = 0,0188x + 28,603$	0,19	0,020	-0,020 ..., 0,058
	Июль	$y = 0,0311x + 36,034$	0,31*	0,013	0,004 ..., 0,058
	Октябрь	$y = 0,0054x + 28,555$	0,05	0,020	-0,034 ..., 0,045
Байтык, 1579	Минимальная температура				
	Год	$y = 0,0314x - 22,201$	0,31*	0,012	0,007 ..., 0,056
	Январь	$y = 0,024x - 19,258$	0,24	0,013	-0,002 ..., 0,050
	Апрель	$y = -0,0051x - 6,1$	-0,05	0,016	-0,037 ..., 0,027
	Июль	$y = -0,0037x + 8,1711$	-0,04	0,008	-0,019 ..., 0,012
	Октябрь	$y = 0,0126x - 7,6093$	0,13	0,016	-0,019 ..., 0,044
	Максимальная температура				
	Год	$y = 0,0075x + 30,048$	0,08	0,006	-0,006 ..., 0,020
	Январь	$y = 0,0213x + 9,2582$	0,21*	0,011	0,0002 ..., 0,042
	Апрель	$y = 0,0204x + 20,922$	0,20	0,012	-0,004 ..., 0,044
Июль	$y = 0,0072x + 29,196$	0,07	0,008	-0,009 ..., 0,023	
Октябрь	$y = 0,0159x + 20,934$	0,16	0,015	-0,013 ..., 0,045	

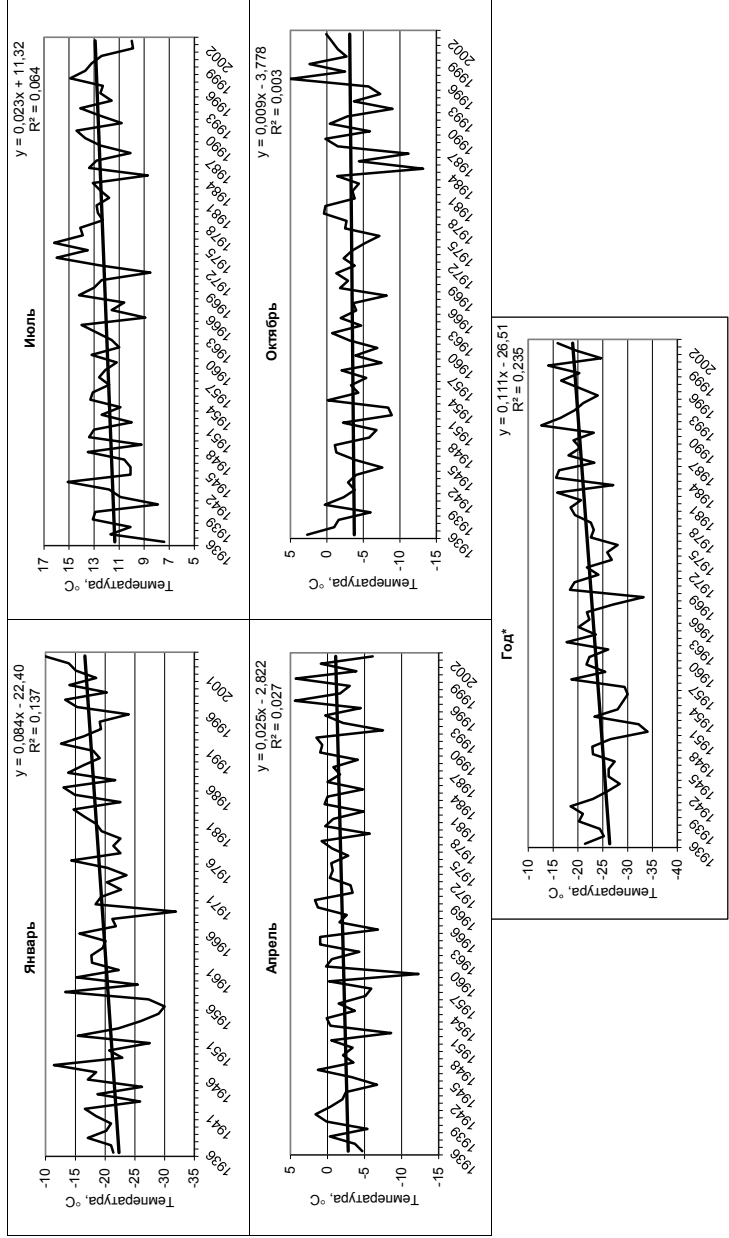


Рисунок 3.5 – Временной ход минимальной температуры воздуха с линией тренда по центральным месяцам сезонов и за год за 1936–2004 гг. по МС Бишкек (* – отмечен значимый тренд)

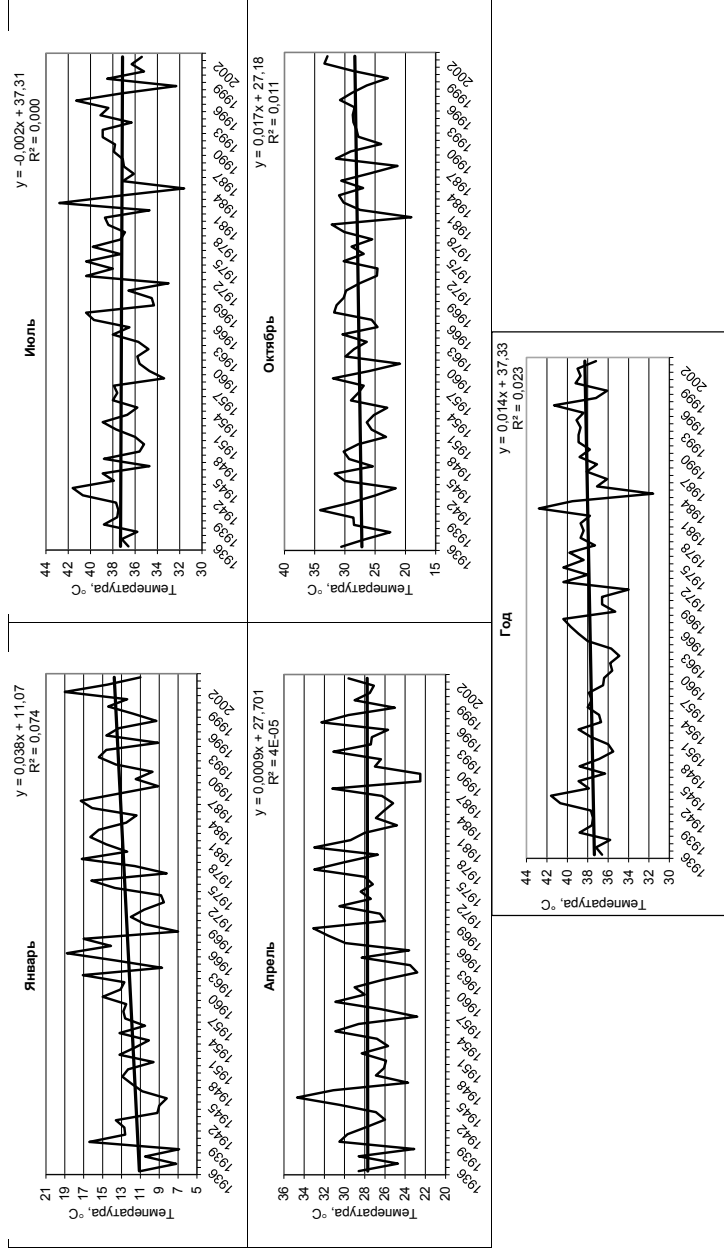


Рисунок 3.6 – Временной ход максимальной температуры воздуха с линией тренда по центральным месяцам сезонов и за год за 1936–2004 гг. по МС Бишкек (* – отмечен значимый тренд)

ственно. Однако заметной тенденции к их повышению от начала к концу периода не наблюдается. Рассчитанные линейные тренды $\beta(\text{апрель}) = 0,25^\circ/10$ лет и $\beta(\text{октябрь}) = 0,09^\circ/10$ лет хотя и положительны, но статистически не значимы.

Летом (июль) колебания малы $8,8^\circ\text{C}$. Тем не менее, наблюдается устойчивая тенденция повышения абсолютных минимальных температур воздуха. Положительный тренд $\beta = 0,23^\circ\text{C}/10$ лет значим на уровне доверительной вероятности 0,95.

Временной ход максимальной за год температуры воздуха имеет значительно меньшую по сравнению с минимальной температурой междугодовую изменчивость. Диапазон колебаний за 69 лет составил $11,2^\circ\text{C}$ с максимумом $42,8^\circ\text{C}$ (1983 г.) и минимумом $31,6^\circ\text{C}$ (1985 г.). Коэффициент тренда максимальных температур мал и незначим, $\beta = 0,14^\circ/10$ лет.

Временной ход максимальной за январь температуры воздуха имеет также небольшую изменчивость – $12,1^\circ\text{C}$. Коэффициент тренда хотя и меньше, чем тренд минимальных температур, но значителен и значим, $\beta = 0,39^\circ\text{C}/10$ лет, что в пересчете на 100 лет дает повышение температуры на $3,9^\circ\text{C}$.

Весной (апрель), летом (июль) и осенью (октябрь) колебания максимальных температур незначительны и равны соответственно $12,2^\circ\text{C}$, $11,2^\circ\text{C}$ и $15,1^\circ\text{C}$. Однако заметной тенденции к их повышению от начала к концу периода не наблюдается. Рассчитанные линейные тренды $\beta(\text{апрель}) = 0,01^\circ/10$ лет, $\beta(\text{июль}) = -0,03^\circ/10$ лет и $\beta(\text{октябрь}) = 0,17^\circ/10$ лет статистически не значимы.

Интересно сравнить данные МС Бишкек и МС Токмок, расположенной в Чуйской долине примерно на той же высоте, но на 60 км восточнее, где гораздо чаще наблюдаются фёны [25]. Как следует из таблицы 3.5 и приложения 14 (МС Токмок, 1936–2000 гг.), временной ход абсолютных минимальных температур воздуха за год так же, как и в Бишкеке, имеет сильный колебательный характер, диапазон колебаний за 65 лет составил $19,3^\circ\text{C}$ с максимумом $-14,9^\circ\text{C}$ (1992 г.) и минимумом $-34,2^\circ\text{C}$ (1951 г.), что совпадает с наступлением экстремумов в Бишкеке. Тенденция повышения минимальной температуры от начала к концу ряда прослеживается

еще лучше, чем в Бишкеке – коэффициент тренда $\beta = 1,19^\circ\text{C}/10$ лет, что в пересчете на 100 лет дает повышение температуры на $11,9^\circ\text{C}$. Тренд значим на уровне доверительной вероятности $p=0,95$.

Диапазон колебаний абсолютных минимальных температур воздуха по МС Токмок за январь составил $23,2^\circ\text{C}$ с максимумом $-10,7^\circ\text{C}$ (1986 г.) и минимумом $-33,9^\circ\text{C}$ (1969 г.). Коэффициент тренда январских минимальных температур наибольший в году, $\beta = 0,74^\circ\text{C}/10$ лет. Тренд значим на уровне доверительной вероятности $p = 0,95$.

Весной (апрель) и осенью (октябрь) колебания минимальных температур меньше, $20,7^\circ\text{C}$ и $13,5^\circ\text{C}$ соответственно. Тенденции к их повышению от начала к концу периода не наблюдается. Весной тренд $\beta(\text{апрель}) = 0,37^\circ/10$ лет хотя и положителен, но статистически не значим. Осенью тренд $\beta(\text{октябрь}) = -0,04^\circ/10$ лет отрицателен и незначим.

Летом (июль) колебания малы $7,3^\circ\text{C}$. Тем не менее, наблюдается устойчивая тенденция повышения абсолютных минимальных температур воздуха, причем значительно, чем в Бишкеке, за счет особенностей орографического положения – здесь часты фёны. Положительный тренд $0,34^\circ\text{C}/10$ лет значим на уровне доверительной вероятности 0,95.

Временной ход максимальной за год температуры воздуха имеет значительно меньшую по сравнению с минимальной температурой междугодовую изменчивость – $8,3^\circ\text{C}$ с максимумом $42,6^\circ\text{C}$ (1983 г.) и минимумом $34,3^\circ\text{C}$ (1972 г.). Тем не менее, наблюдается устойчивый рост максимальных температур – коэффициент тренда максимальных температур значителен, $\beta = 0,45^\circ/10$ лет и значим.

Зимой (январь), весной (апрель) и осенью (октябрь) колебания максимальных температур небольшие и равны соответственно $13,6$, $14,5$ и $14,5^\circ\text{C}$. Однако заметной тенденции к их повышению от начала к концу периода не наблюдается. Рассчитанные линейные тренды β (январь) = $0,32^\circ/10$ лет, β (апрель) = $0,19^\circ/10$ лет и $\beta(\text{октябрь}) = 0,05^\circ/10$ лет статистически не значимы.

Временной ход максимальной за июль температуры воздуха имеет наименьшую изменчивость в году, диапазон колебаний составил $10,3^{\circ}$. Коэффициент тренда значим, $\beta = 0,31^{\circ}\text{C}/10$ лет, что в пересчете на 100 лет дает повышение температуры на $3,1^{\circ}\text{C}$.

Очень интересным было бы сопоставление полученных выше результатов с данными для МС Жаны-Жер, расположенной в самой нижней части долины, где наблюдаются наиболее интенсивные инверсии температуры. К сожалению, мы располагали обработанными данными только за последние 14 лет (1991–2004 гг.), и их статистическая интерпретация не может выходить за рамки этого периода. Получено, что положительный тренд для минимальных температур значим только для января и неправдоподобно высок ($\beta = 8,85^{\circ}\text{C}/10$ лет). Тренды максимальных температур также очень высоки, но статистически незначимы. Из этого следует только один вывод: в последние 14-летия и минимальная, и максимальная температуры зимой имели тенденцию к сильному повышению, которое, однако, из-за малого ряда наблюдений пока нельзя считать статистически значимым и распространять за пределы периода наблюдений.

Аналогично короткий 14-летний ряд (1991–2004 гг.) имеется и по Таласской долине. Он дает очень большие (неправдоподобные) положительные и значимые β для минимальных температур в январе и июле ($\beta = 10,1^{\circ}\text{C}/10$ лет для января и $\beta = 3,5^{\circ}\text{C}/10$ лет для июля) и не значимые β для максимальных температур во все сезоны, то есть здесь можно сделать только такой же вывод, как и по МС Жаны-Жер.

Нижняя часть склонов. Как следует из таблицы 3.5 и приложения 14 (МС Байтык, 1915–2004 гг.), диапазон колебаний за 90 лет годовых абсолютных минимальных температур воздуха составил $16,8^{\circ}\text{C}$, меньше, чем в долине на $4,6^{\circ}\text{C}$, с максимумом $-13,4^{\circ}\text{C}$ (1991 г.) и минимумом $-30,2^{\circ}\text{C}$ (1919 г.). Тенденция значимого повышения минимальной температуры от начала к концу ряда прослеживается только для годовых абсолютных минимальных температур – коэффициент $\beta = 0,31^{\circ}\text{C}/10$ лет, что в пересчете на 100 лет дает повышение температуры на $3,1^{\circ}\text{C}$.

Зимой (январь) и осенью (октябрь) наблюдался рост минимальной температуры воздуха. Коэффициенты тренда положительны и незначимы, $\beta = 0,24^{\circ}\text{C}/10$ лет и $\beta = 0,13^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Весной (апрель) и летом (июль) отмечается тенденция к понижению абсолютных минимальных температур. Тренды – β (апрель) = $-0,05^{\circ}/10$ лет и β (октябрь) = $-0,04^{\circ}/10$ лет – отрицательны и незначимы.

Временной ход годовой максимальной температуры воздуха имеет значительно меньший по сравнению с минимальной температурой диапазон колебаний, $7,8^{\circ}\text{C}$. Устойчивого роста годовых максимальных температур не наблюдается – коэффициент тренда максимальных температур мал и незначим, $\beta = 0,08^{\circ}/10$ лет.

По сезонам, т.е. зимой (январь), весной (апрель), летом (июль) и осенью (октябрь) колебания максимальных температур небольшие $10,0\dots, 15,1^{\circ}\text{C}$. Однако значимая тенденции к их повышению от начала к концу периода наблюдается только зимой, β (январь) = $0,21^{\circ}/10$ лет. В остальные сезоны рассчитанные коэффициенты малы и статистически не значимы: β (апрель) = $0,20^{\circ}/10$ лет, β (июль) = $0,07^{\circ}/10$ лет и β (октябрь) = $0,16^{\circ}/10$ лет.

Таким образом, в центральной и восточной частях днища Чуйской долины по данным МС Бишкек и Токмок в XX веке наблюдалась хорошо выраженная тенденция роста абсолютных минимальных температур, которая оказалась статистически значимой за год, зимой (январь) и летом (июль). Максимальные температуры дали значительный тренд зимой (январь) в центральной части долины, а по данным МС Токмок они значимо повышались летом (июль) и, как следствие, в целом за год. В результате одновременный рост январских минимальных температур (на $8,4^{\circ}\text{C}/100$ лет и на $7,4^{\circ}\text{C}/100$ лет) и максимальных (на $3,9^{\circ}\text{C}/100$ лет и на $3,4^{\circ}\text{C}/100$ лет) привел в конце XX века к существенному снижению относительной суровости зим, характерных для Чуйской долины.

В нижней части склонов ССЗК по данным МС Байтык наблюдалась хорошо выраженная тенденция роста абсолютных минимальных температур, которая оказалась статистически значимой,

лишь в целом для года. Максимальные температуры повышались значимо только зимой (январь).

Таким образом, по результатам анализа раздела III можно сделать следующие выводы:

Период 1961–1990 гг. являлся более теплым, чем предшествующее тридцатилетие в долинах, и такое повышение значимо в целом за год ($0,65\dots, 0,73^\circ\text{C}$) и в отдельные месяцы – ноябрь ($2,15\dots, 2,52^\circ\text{C}$), декабрь ($1,83\dots, 2,42^\circ\text{C}$), март ($0,72\dots, 1,04^\circ\text{C}$) и июнь ($0,62\dots, 0,73^\circ\text{C}$). В среднегорье потепление произошло только в отдельные месяцы, которое компенсировалось понижениями температуры в другие месяцы, поэтому, в целом, среднегодовая температура воздуха значимо не повысилась. Период отрицательных температур в долинных станциях и нижней части склонов ССЗК продолжается с декабря по февраль ($T = -1\dots, -5^\circ\text{C}$), а в высокогорье – в течение всего холодного периода (октябрь – апрель): $T = -1,2\dots, -11,4^\circ\text{C}$. С повышением высоты местности амплитуда годового хода уменьшается от $\Delta T = 28,5^\circ\text{C}$ в долинах до $\Delta T = 19,9^\circ\text{C}$ в высокогорье.

За период инструментальных наблюдений в днищах долин статистически значимый тренд потепления средних за холодный период температур воздуха β составил примерно $0,3^\circ\text{C}/10$ лет, максимальный был зимой ($\beta = 0,36\dots, 0,42^\circ\text{C}/10$ лет), наименьший – осенью ($\beta = 0,06\dots, 0,07^\circ\text{C}/10$ лет). В нижней части склонов β был относительно малым, $0,09^\circ\text{C}/10$ лет, при этом зимой тренд составил $\beta = 0,12^\circ\text{C}/10$ лет, а осенью был отрицательным ($\beta = -0,06^\circ\text{C}/10$ лет). В высокогорье, напротив, температура воздуха понизилась на $\beta = -0,11^\circ\text{C}/10$ лет за счет понижения ее осенью ($\beta = -0,19^\circ\text{C}/10$ лет), хотя зимой все-таки отмечается небольшое повышение температуры воздуха на $\beta = 0,03^\circ\text{C}$ за 10 лет.

Аналогично, коэффициенты трендов β 5-летних скользящих средних для долин и нижней части склонов оказались положительными и значимыми в целом в году ($\beta = 0,08\dots, 0,29^\circ\text{C}/10$ лет), в холодный период ($\beta = 0,10\dots, 0,26^\circ\text{C}/10$ лет) и в январе ($\beta = 0,16\dots, 0,34^\circ\text{C}/10$ лет). В другие сезоны они могут быть как значимыми, так и не значимыми. В высокогорной зоне по ограниченным

данным картина обратная, отмечается отрицательный значимый тренд в холодный период по 5-летним средним ($\beta = -0,18^\circ\text{C}/10$ лет), по 10-летним средним – в холодный период и в январе, соответственно $\beta = -0,16^\circ\text{C}/10$ лет и $\beta = -0,41^\circ\text{C}/10$ лет.

Наиболее низкие абсолютные минимумы температуры воздуха за год и январь отмечаются в днищах долин из-за развития интенсивных и мощных склоновых инверсий, весной и осенью этот эффект ослабевает. С высотой, от 756 м до 3071 м амплитуды абсолютных температур воздуха уменьшаются от $\Delta T_{\text{абс}} = 81^\circ\text{C}$ до $\Delta T_{\text{абс}} = 56^\circ\text{C}$. Наиболее продолжительный период с температурой воздуха ниже -20°C отмечается в закрытой Чон-Кеминской долине (5,2 дня за январь и 12,0 в году), а наименее продолжителен такой период в предгорной и низкогорной зонах, по 0,7 дня в январе и 1,9–2,4 дня в целом за год.

В центральной и восточной частях днища Чуйской долины в XX веке наблюдалась хорошо выраженная тенденция роста абсолютных минимальных температур со статистически значимыми трендами β за год ($\beta = 1,1^\circ\text{C}/10$ лет), зимой ($\beta = 0,74\dots, 0,84^\circ\text{C}/10$ лет) и летом ($\beta = 0,34\dots, 0,39^\circ\text{C}/10$ лет). Максимальные температуры дали значительный тренд зимой ($\beta = 0,39^\circ\text{C}/10$ лет), а по данным МС Токмок они значимо повышались летом ($\beta = 0,31^\circ\text{C}/10$ лет) и, как следствие, в целом за год ($\beta = 0,45^\circ\text{C}/10$ лет). Это привело к существенному снижению относительной суровости зим, характерных для Чуйской долины. В нижней части склонов ССЗК отмечался статистически значимый рост абсолютных минимальных температур лишь в целом для года ($\beta = 0,31^\circ\text{C}/10$ лет). Максимальные температуры повышались значимо только зимой, $\beta = 0,21^\circ\text{C}/10$ лет.

4. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ОТОПИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА НА РАЗЛИЧНЫХ ВЫСОТАХ

Для решения проблем теплоснабжения населения и промышленных предприятий [40] необходимо знание параметров отопительного сезона, которые являются климатическими нормами дат начала и конца отопительного сезона, его длительности, а также других характеристик, которые регламентируются Строительными нормами и правилами СНиП [55, 56]. Теоретические основы теплоснабжения с точки зрения климатического районирования исследованы во множестве работ [5, 54].

Эта очень важная прикладная климатическая задача в предлагаемом ниже объеме исследована для территории ССЗК нами впервые.

По СНиП 2.01–82 [56] – «Строительная климатология и геофизика» используются следующие климатические характеристики отопительного сезона:

- t_n , t_k , Δt – даты начала, конца и продолжительность отопительного сезона;
- t_x – средняя температура наиболее холодного периода, определяемая как средняя температура наиболее холодного периода, составляющего 15% от общей продолжительности периода со средней суточной температурой $\leq 8^\circ\text{C}$ (отопительного периода или сезона);
- $t_{\Delta t}$ – средняя температура отопительного периода (сезона), определяемая как среднее значение температуры за отопительный сезон;
- $t_1(0,92)$ и $t_5(0,98)$ – температуры наиболее холодной пятидневки с обеспеченностью, т.е. вероятностью непревышения, равной соответственно 0,92 и 0,98;

- $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ – температура наиболее холодных суток с обеспеченностью, т.е. вероятностью непревышения, равной соответственно 0,92 и 0,98.

Согласно СНиП 2.01–82 [55, 56], отопительным периодом (сезоном) считается период года со средней суточной температурой равной или ниже 8°C . Переход через 8°C в сторону более низких температур осенью и более высоких весной определяется соответственно как средняя многолетняя дата, т.е. климатическая норма начала или конца отопительного периода. В соответствие с этим и все остальные характеристики отопительного сезона являются многолетними средними или климатическими нормами.

Таким образом, требуется знать 9 климатических норм, характеризующих температурные условия отопительного сезона. Их расчет наиболее объективно может быть сделан по данным метеостанций ССЗК, расположенных на высотах от 0,5 до 3,225 км в различных орографических условиях.

4.1. Расчет характеристик норм температурных параметров по данным метеостанций

Для нахождения территориального распределения климатических норм 9 параметров отопительного сезона в Кыргызстане необходимо вначале рассчитать их по данным метеостанций (МС), которые расположены на различных высотах от 0,5 до 3,2 км и в самых различных районах. Однако уже из сделанного определения температурных характеристик ясно, что прямые расчеты требуют очень трудоемких выборок из первичных материалов наблюдений станций. Задачу можно решить, используя косвенные расчеты по данным климатических справочников [36, 60] и СНиП [55, 56].

В наиболее полном справочнике [55] приведены данные о двух температурах отопительного периода по 22 МС ССЗК: $t_{\Delta t}$ – средней температуре отопительного сезона; $t_5(0,92)$ – температуре самой холодной пятидневки с обеспеченностью равной 0,92. Если бы удалось установить статистически надежную

корреляционную связь этих температур с другими расчетными температурами (t_x , $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$), то, используя уравнения связи, по заданным в справочнике значениям $t_{\Delta t}$ и $t_5(0,92)$, можно было бы рассчитать по всем 22 МС и остальные 4 температурных параметра.

Для нахождения уравнений связи (уравнений регрессий) можно воспользоваться данными о всех 6 расчетных температурах, помещенных в СНиП «Строительная климатология и геофизика» [55]. Трудность, однако, состоит в том, что по всему Кыргызстану есть данные только по 11 станциям, что недостаточно для надежных статистических расчетов и нахождения соответствующих уравнений регрессий. Выход может быть найден, если для этой цели использовать «подходящие» станции не только по Кыргызстану, но и по другим сопредельным горным районам Казахстана, Узбекистана и Таджикистана. Тогда число станций увеличивается до 29, что уже вполне достаточно для надежных статистических расчетов. В таблице 4.1 приведены названия таких подходящих станций и их высоты.

Может показаться, что нет достаточных климатических обоснований для привлечения к расчетам столь удаленных стан-

Таблица 4.1

Станции, использованные
для нахождения уравнений регрессий

Станция	z, км	Станция	z, км	Станция	z, км
Кыргызстан		Хайдаркан	1,97	Узбекистан	
Сусамыр	2,06	Таджикистан		Галляарал	0,60
Талас	1,22	Гарм	1,32	Джизак	0,35
Фрунзе	0,76	Душанбе	0,82	Наманган	0,48
Пржевальск	1,72	Каракуль	3,93	Коканд	0,40
Чолпон-Ата	1,65	Мургаб	3,58	Фергана	0,58
Кочкорка	1,81	Хорог	2,08	Пскем	1,26
Нарын	2,04	Исфара	0,87	Аблык	0,85
Гульча	1,54	Ленинабад	0,41	Казахстан	
Ош	0,89	Пенджикент	1,02	Алма-Ата	0,85
Сары-Таш	3,16	Ура-Тюбе	1,00	Джамбул	0,64

ций (например, Фрунзе и Душанбе, которые удалены более чем на 500 км). Однако на самом деле все эти станции находятся в климатических условиях, характеризующихся высокой степенью единства региональных климатообразующих факторов [48]. Они соответствуют территории южной зоны умеренных широт, $j=40-44^\circ$ с.ш.; одному и тому же горному региону Средней Азии – Тянь-Шаню и Памиро-Алаю; имеют схожие циркуляционные условия.

Внутренняя структура климата здесь в значительной мере одна и та же. Именно поэтому только внутренние взаимосвязи и требуются для построения регрессий. Разумеется, абсолютные климатические параметры по всем этим станциям будут совершенно различны. Кроме того, они гораздо сильнее будут определяться не широтой и долготой места (т.е. удаленностью станций друг от друга), а высотой. Например, температурные различия гораздо больше между Фрунзе и рядом расположенным Суусамыром, чем между Фрунзе и Душанбе, находящимися примерно на одинаковых высотах.

Прямым доказательством правильности примененного подхода является полученная высокая корреляция температурных характеристик между данными станций таблицы 4.1. Оказалось, что между $t_{\Delta t}$, $t_5(0,92)$ и остальными температурами – $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$, $t_1(0,98)$ и t_x имеет место весьма тесная связь с очень высокими коэффициентами r , равными 0,95–0,99.

Полученные по методу наименьших квадратов [20, 57] уравнения линейных регрессий, которые далее были использованы в расчетах, имеют вид:

$$t_x = 1,75t_{\Delta t} - 7,7 \quad (r=0,95) \quad (4.1)$$

$$t_5(0,98) = 1,07t_5(0,92) - 0,8 \quad (r=0,99) \quad (4.2)$$

$$t_1(0,92) = 1,014t_5(0,92) - 2,8 \quad (r=0,99) \quad (4.3)$$

$$t_1(0,98) = 1,04t_5(0,92) - 4,6 \quad (r=0,98) \quad (4.4)$$

Статистические (климатические) погрешности, которые возникают за счет использования этих уравнений, составляют для (4.1)–(4.3) около $\pm 1^\circ\text{C}$, а для (4.4) около $\pm 2^\circ\text{C}$. Так как сами температуры требуется определять с точностью до $\pm 1^\circ\text{C}$, то уравнения

(4.1)–(4.4) следует признать вполне «доброкачественными» и надежными для климатических расчетов [57].

Например, определим для МС Бишкек и Талас t_x , $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ по уравнениям (4.1)–(4.4), используя данные [36, 58], и одновременно возьмем их из таблицы СНиП [56]. Тогда получим:

	$t_5(0,98)$	$t_1(0,92)$	$t_1(0,98)$	t_x
Бишкек (Фрунзе):				
По СНиП [56]	-23	-27	-28	-9
По уравнениям (1)–(4)	-25	-26	-28	-9
Талас:				
По СНиП [56]	-21	-24	-28	-9
По уравнениям (1)–(4)	-23	-24	-26	-9

Как видно, получено либо полное совпадение данных, либо расхождения в пределах $\pm 1 \dots 2^\circ\text{C}$, что вполне приемлемо.

Таким путем были рассчитаны все температуры отопительного сезона по всем 22 МС Кыргызстана, помещенным в таблице 21 справочника [36, 58].

Даты начала и конца и длительность отопительного сезона (τ_n , τ_k), как даты перехода температуры через 8°C , рассчитаны по таблице 5 наиболее полного климатического справочника [36, 58] путем линейной интерполяции между приводимыми в нем датами перехода средних суточных температур через 5°C и 10°C для 22 метеостанций ССЗК. По датам t_n , t_k определена продолжительность Δt отопительного сезона по этим же станциям.

Полученные таким образом все 9 климатических параметров отопительного сезона для 22 метеостанций Северного Кыргызстана приводятся в таблице 4.2.

Однако для 4 высокогорных станций (около 2,5 км и выше) средняя суточная температура не повышается до 10°C и не переходит этот предел. Поэтому для районов их расположения отопительный сезон длится круглый год или почти круглый год, поэтому эти параметры в таблице 4.2 отсутствуют.

Таблица 4.2
Рассчитанные значения параметров отопительного сезона по метеостанциям ССЗК

Станция	z, м	Дата и продолжительность			Климатические нормы температур, $^\circ\text{C}$					
		τ_n	τ_k	$\Delta\tau$, дни	t_{kr}	t_x	$t_5(0,92)$	$t_5(0,98)$	$t_1(0,92)$	$t_1(0,98)$
Чуйская	596	17.10	30.03	162	-3.2	-13	-27	-30	-30	-31
Константиновская	645	22.10	29.03	157	-1.1	-5	-24	-27	-27	-28
Беловодское	726	26.10	03.04	158	-1.0	-9	-24	-27	-27	-28
Кант	740	24.10	05.04	163	-0.5	-9	-24	-27	-27	-28
Фрунзе	756	28.10	30.03	154	-0.9	-9	-23	-26	-26	-27
Калининское	770	24.10	05.04	164	-1.1	-5	-23	-26	-26	-27
Токмок	817	17.10	31.03	166	-0.2	-8	-20	-22	-23	-24
Фрунзе АМСГ	823	25.10	31.03	158	-0.3	-8	-23	-26	-26	-27
Кировское	858	16.10	07.04	174	-2.0	-11	-27	-30	-30	-31
Юрьевка	1028	19.10	07.04	163	0.0	-8	-20	-22	-23	-24
Чон-Арык	1110	17.10	08.04	173	0.0	-8	-18	-20	-21	-22
Ленинполь	1187	08.10	12.04	187	-1.7	-11	-27	-30	-30	-31
Талас	1216	13.10	12.04	182	-1.0	-9	-21	-23	-24	-25
Норус	1480	13.10	16.04	186	-0.4	-8	-15	-17	-18	-19
Байтык	1530	08.10	23.04	198	-0.6	-9	-15	-17	-18	-19

Станция	z, м	Дата и продолжительность			Климатические нормы температур, °C						
		τ_n	τ_k	$\Delta\tau$, дни	$t_{\Delta\tau}$	t_x	$t_5(0,92)$	$t_5(0,98)$	$t_1(0,92)$	$t_1(0,98)$	
Новоросийка	1530	04.10	23.04	202	-2.8	-13	-20	-22	-23	-24	
Арасан	1800	02.10	01.05	212	-0.2	-8	-15	-17	-18	-19	
Ак-Таш	2100	30.10	10.05	227	-1.4	-10	-18	-20	-21	-22	
Ак-Су	2430				-1.2	-10	-18	-20	-21	-22	
Ала-Арча	2945				-2.4	-12	-22	-24	-25	-26	
Тюя-Ашуу сев.	3071				-2.9	-13	-23	-26	-26	-27	
Тюя-Ашуу юж.	3225				-4.1	-15	-27	-30	-30	-31	

Полученных расчетных данных по $\Delta\tau_n$, $\Delta\tau_k$ и $\Delta\tau$ по 22 станциям вполне достаточно для анализа высотно-территориального распределения дат начала – конца и продолжительности отопительного сезона.

Как видно из таблицы 4.2, все численные значения параметров отопительного сезона сильно зависят от высоты места.

С увеличением высоты смещается ближе от осени к концу лета дата начала отопительного сезона. Одновременно дата конца сезона смещается от весны к началу лета. В результате длительность отопительного сезона растет с высотой, а с отметок около 3 км и выше он длится целый год.

С высотой местности закономерно понижаются все температуры, характеризующие отопительный сезон. Однако это понижение не строго функционально, а зависит еще от местных климатических условий и, прежде всего, от строения поверхности (долина, котловина, склон и т.д.), т.е. носит стохастический характер.

Таким образом, полученные значения 9 параметров отопительного сезона по 18–22 станциям ССЗК являются достаточной основой для статистико-климатической оценки их территориально-высотного распределения.

4.2. Высотные зависимости норм температурных параметров, их районные оценки и рекомендации по практической оценке параметров

Высотная климатическая зональность есть основная черта климатических условий всех горных регионов. Однако, как было уже показано, наблюдаемые высотные зависимости для большинства метеорологических величин, в том числе и характеристик температуры воздуха, сильно искажаются влиянием местных орографических условий, а также сильно зависят от местоположения горной страны [2, 7, 25, 29].

При рассмотрении высотных зависимостей климатических параметров отопительного сезона от высоты места в различных

районах ССЗК определено, что даты начала, конца и длительность отопительного сезона хорошо коррелируют с высотой места и для них можно найти надежные монотонные модели высотных зависимостей. Что касается температурных характеристик отопительного сезона, то, учитывая влияние склоновых инверсий в холодный период года, здесь хорошая корреляция с высотой будет иметь место только в высотных зонах, где инверсии температуры ослаблены.

В днищах Чуйской и Таласской долин и нижней части склонов склоновые инверсии, как было показано в разделе 2, имеют значительную мощность и интенсивность [48, 49]. Поэтому высотные зависимости здесь будут либо не монотонны, когда в нижнем слое 0,6–1,8 км возможно замедленное падение температур или хорошо выраженная инверсия, и лишь выше начнется обычное понижение ее с высотой, либо высотные зависимости будут даже полностью отсутствовать.

Эти общие климатические положения учитывались при построении конкретных высотных зависимостей в соответствии с данными раздела 2.

Для Чуйской, Таласской и Чон-Кеминской долин с их горными обрамлениями имеются данные 18 метеостанций с характеристиками дат τ_n , τ_k , $\Delta\tau$ и 22 станции со всеми температурными характеристиками (таблица 4.2). Высоты расположения МС соответствуют диапазону 0,596..., 3,225 км.

Даты начала, конца и длительность отопительного сезона. Климато-статистические расчеты показали, что для дат начала (τ_n), конца (τ_k) отопительного сезона и его длительности ($\Delta\tau$) имеет место тесная корреляционная связь с высотой места.

Полученные уравнения регрессий имеют вид:

$$\tau_n = -17,93z + 96,4 \pm 4,0, \quad (r = -0,89) \quad (4.4)$$

$$\tau_k = 26,90z + 11,9 \pm 2,7, \quad (r = 0,98) \quad (4.5)$$

$$\Delta\tau = 47,01z + 125,4 \pm 5,8, \quad (r = 0,96) \quad (4.6)$$

В этих уравнениях высота z дана в км. Последние слагаемые со знаком \pm есть средняя квадратическая ошибка регрессий (σ_p , в сутках). В скобках приведены соответствующие значения коэффициентов корреляции r . Кроме того, значения (τ_n) взяты в сутках

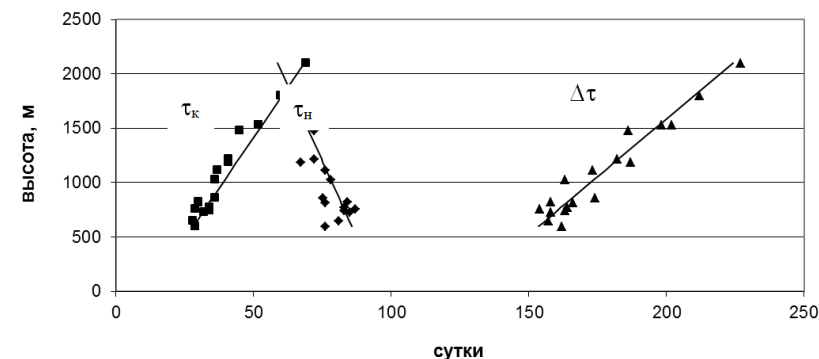


Рисунок 4.1 – Графики регрессий (4.8)–(4.10) с опытными полями точек

от условной даты (условного нуля отсчета) – 01 августа, а значения (τ_k) – от 01 марта. На рисунке 4.1 приведены опытные поля точек (τ_n, z), (τ_k, z), ($\Delta\tau, z$) и нанесены прямые регрессий.

Из этих данных следует, что модели линейных зависимостей (4.8)–(4.10) основаны на высокой коррелированности τ_n , τ_k , $\Delta\tau$ с высотой места ($|r| = 0,89–0,98$) и имеют вполне приемлемые для практики средние квадратические ошибки ($\sigma_p = 3–6$ суток). Поэтому они рекомендуются к практическому использованию для оценки этих характеристик по высоте места z для решения всех необходимых энергетических задач.

Температуры отопительного сезона $t_{\Delta\tau}$ и холодного периода t_x . Как и следовало ожидать, климатические нормы $t_{\Delta\tau}$ и t_x коррелируют с высотой заметно хуже, чем даты начала, конца и длительности отопительного сезона. Это объясняется влиянием инверсий температуры, которые имеют значительную повторяемость, мощность и интенсивность в днищах и на склонах Чуйской, Таласской и Чон-Кеминской долин.

На рис. 4.2 показаны опытные поля точек ($t_{\Delta\tau}, z$) и (t_x, z), из которых видна некоторая тенденция роста температур или их примерное постоянство до абсолютной высоты 1,8 км (МС Ара-сан). Затем до высот 3,2 км температуры понижаются, поэтому в среднем можно говорить о малоградиентном понижении температур с высотой.

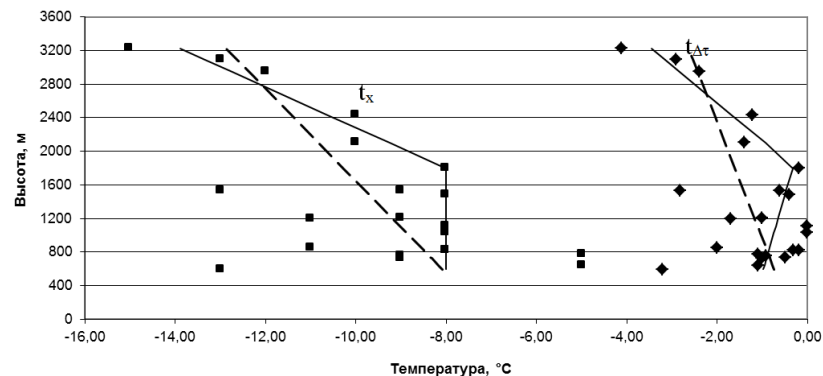


Рисунок 4.2 – Опытное поле точек (t_x, z) и $(t_{\Delta r}, z)$ для ССЗК и рекомендуемые фоновые высотные зависимости t_x и $t_{\Delta r}$ (показаны сплошными линиями)

Расчеты по всей совокупности 22 МС дают следующие линейные регрессии, которые на рис. 4.2 показаны пунктиром:

$$t_{\Delta r} = -0,724z - 0,3 \pm 1,0, \quad (r = -0,53), \quad (4.7)$$

$$t_x = -1,823z - 7,0 \pm 2,1, \quad (r = -0,60). \quad (4.8)$$

Формально модели (4.7) и (4.8) пригодны для использования в качестве высотных зависимостей $t_{\Delta r}(z)$ и $t_x(z)$. Регрессии статистически значимы, хотя и имеют не очень высокие коэффициенты корреляции (модули r около 0,60). Средние квадратические ошибки регрессий малы $\sigma_r = 1 \dots 2^\circ\text{C}$.

Однако климатически эти модели целесообразно уточнить, учитывая достоверность факта развития инверсий температуры до относительных высот около 1,2 км над поверхностью земли, что для горного обрамления Чуйской долины, например, приводит к абсолютной высоте 1,8 км (см. раздел 2).

Для $z \geq 1,8$ км по 6 точкам могут быть получены две регрессии с высокой степенью коррелированности температур и высоты места:

$$t_{\Delta r} = -2,25z + 3,8 \pm 0,5, \quad (r = -0,94), \quad (4.9)$$

$$t_x = -4,12z - 0,6 \pm 0,8, \quad (r = -0,95). \quad (4.10)$$

где $z \geq 1,8$ км.

В диапазоне высот 0,6..., 1,8 км температуры имеют тенденцию малоградиентного изменения с высотой ($r \approx 0,16$). Зададим на $z = 0,5$ км $t_{\Delta r}(0,5) = -1^\circ\text{C}$, $t_x(0,5) = -8^\circ\text{C}$, а на высоте 1,8 км равными соответственно $-0,3^\circ\text{C}$ и -8°C . Тогда получим, что в высотной зоне 0,5..., 1,8 км дополняющие снизу и численно согласованные с (4.13) и (4.14) высотные зависимости будут иметь вид:

$$t_{\Delta r} = 0,54z - 1,3, \quad (4.11)$$

$$t_x = -8^\circ\text{C} = \text{const}, \quad (4.12)$$

где $z = 0,5 \dots 1,8$ км.

Зависимости (4.9), (4.11) для $t_{\Delta r}(z)$ и (4.10), (4.12) для $t_x(z)$, показанные на рисунке 4.2 сплошными линиями, рекомендуются для практического использования в качестве фоновых высотных зависимостей для ССЗК. Как видно, наибольшие отклонения от этих прямых испытывают две пары точек: первая пара соответствует $z = 0,596$ км, $t_{\Delta r} = -3,2^\circ\text{C}$ и $z = 0,596$ км, $t_x = -13^\circ\text{C}$ (МС Чуйская), вторая – $z = 1,53$ км, $t_{\Delta r} = -2,8^\circ\text{C}$ и $z = 1,53$ км, $t_x = -13^\circ\text{C}$ (МС Новороссийка). Обе станции располагаются соответственно в самых нижних точках Чуйской и Чон-Кеминской долин, где эффект стока холодного воздуха и его дальнейшее радиационное выхолаживание выражен наиболее сильно, чем и объясняются наиболее низкие температуры на этих станциях и их наибольшие отклонения от фоновых высотных зависимостей.

Температуры $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$. Для расчетных норм температур наиболее холодной пятидневки ($t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$) и наиболее холодных суток ($t_1(0,92)$, $t_1(0,98)$) следовало ожидать резко выраженное их инверсионное распределение в нижнем слое до высоты около 1,8 км. Это объясняется тем, что они соответствуют таким холодным погодным условиям зимы, когда наиболее сильно развиты инверсии. Все это хорошо видно на рис. 4.3, где показаны опытные поля точек (z , $t_5(0,92)$) и (z , $t_1(0,92)$). Графики для (z , $t_5(0,98)$) и (z , $t_1(0,98)$) не приводятся ввиду их полной идентичности.

Значимая корреляция температур и высоты места по всему полю точек отсутствуют. Точно также отсутствуют и статистически значимые регрессии во всем диапазоне высот. Однако в каж-

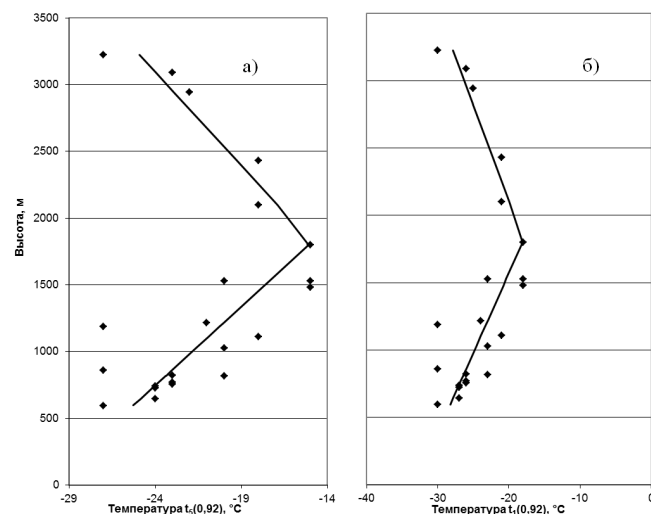


Рисунок 4.3 – Опытные поля точек $(z, t_s(0,92))$ (а) и $(z, t_l(0,92))$ (б) для ССЗК и соответствующие им регрессии.

дой из двух высотных зон – 0,5..., 1,8 км и 1,8..., 3,2 км – отмечены хорошо выраженные корреляция и регрессии:

а) для $z=0,5\ldots, 1,8$ км

$$t_s(0,92)=8,45z-30,3\pm 2,7, \quad (r=0,76), \quad (4.12)$$

$$t_s(0,98)=9,50z-33,9\pm 3,0, \quad (r=0,77), \quad (4.13)$$

$$t_l(0,92)=8,45z-33,3\pm 2,7, \quad (r=0,76), \quad (4.14)$$

$$t_l(0,98)=8,45z-34,3\pm 2,7, \quad (r=0,76). \quad (4.15)$$

б) для $z=1,8\ldots, 3,2$ км

$$t_s(0,92)=-7,10z-2,0\pm 1,5, \quad (r=-0,95), \quad (4.16)$$

$$t_s(0,98)=-7,77z-2,6\pm 1,7, \quad (r=-0,95), \quad (4.17)$$

$$t_l(0,92)=-7,10z-5,0\pm 1,5, \quad (r=-0,95), \quad (4.18)$$

$$t_l(0,98)=-7,10z-6,0\pm 1,5, \quad (r=-0,95). \quad (4.19)$$

Регрессии (4.12)–(4.19) рекомендуются для практического использования в качестве фоновых высотных зависимостей для ССЗК.

Следовательно, такие параметры отопительного сезона, как даты начала, даты конца и длительность имеют линейные регрессии, описывающие их распределение по склонам ССЗК

по всей его высоте, так как эти параметры хорошо коррелируют с высотой места. На температурные характеристики отопительного сезона значительное влияние оказывают склоновые инверсии температуры, верхняя граница которых достигает абсолютных высот 1,8 км. Поэтому высотные распределения температурных характеристик достаточно хорошо могут быть описаны с помощью комбинаций линейных зависимостей до 1,8 км и выше. В таблице 4.3 приведены рассчитанные по уравнениям (4.4–4.19) значения норм параметров отопительного сезона для высот от 0,5 км до 3,5 км через 0,5 км. Уравнения (4.4)–(4.19) и данные таблицы 4.3 рекомендуются для определения фоновых, т.е. районных оценок норм для различных высот в пределах ССЗК.

Рекомендуются к использованию следующие правила по нахождению оценок с привлечением метеостанций, аналогичных по высоте и рельефным условиям. *Первое*, по таблице 4.3, используя интерполяцию, или непосредственно по формулам находятся фоновые, т.е. районные оценки параметров для заданной высоты места.

Если в населенном пункте, для которого ищутся оценки, метеостанции в приложении 1 нет, то полученные решения являются окончательными. Второе, если же в населенном пункте

Таблица 4.3

Фоновые оценки параметров дат
и температурных норм отопительного сезона в ССЗК
(τ_n отсчитывается от 01.08, τ_k – от 01.03)

Норма	Высота, км						
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
τ_n	85	79	70	61	52	43	34
τ_k	25	39	52	66	79	93	106
$\Delta\tau$	149	173	196	220	243	267	290
$t_{\Delta\tau}$	-1,0	-0,8	-0,5	-0,7	-1,8	-3,0	-4,1
t_x	-8	-8	-8	-9	-11	-13	-15
$t_s(0,92)$	-26	-22	-18	-16	-20	-23	-27
$t_s(0,98)$	-29	-24	-19	-18	-22	-26	-30
$t_l(0,92)$	-29	-25	-21	-19	-23	-26	-30
$t_l(0,98)$	-30	-25	-22	-20	-24	-27	-31

имеются прямые данные метеостанции, приведенные в таблице 4.2, то наилучшими оценками являются данные метеостанции, расположенной в этом пункте.

Рассмотрим, например, сравнение температурных норм, рассчитанных для высоты 0,75 км и МС Бишкек (756 м). По уравнениям (4.4)–(4.19) или таблице 4.3 и по МС Бишкек имеем следующие оценки:

Норма	τ_n	τ_k	$\Delta\tau$	$t_{\Delta\tau}$	t_x	$t_3(0,92)$	$t_3(0,98)$	$t_l(0,92)$	$t_l(0,98)$
Уравнения	83	32	161	-0,9	-8	-24	-27	-27	-28
МС Бишкек	89	30	154	-0,9	-9	-23	-26	-26	-27

Как видно, оценки по фоновым зависимостям и оценки по МС Бишкек практически совпали.

В большинстве наиболее крупных населенных пунктов ССЗК имеются метеостанции и, следовательно, для них будут получены наилучшие оценки (Бишкек, Токмок, Карабалта, Талас, Новороссийск). Однако достаточно хорошей точностью, т.е. высоким качеством обладают и районные оценки по (4.4)–(4.19) или таблице 4.3. Таким образом, вопрос надежного определения оценок температурных норм отопительного сезона для ССЗК во всех случаях решается с достаточной для практики точностью.

4.3. Возможные изменения норм температурных параметров в будущем

Основываясь на научных публикациях [7, 11, 30, 31, 33, 61] и результатах, изложенных в разделе 3, где было определено наличие значимых трендов температуры в холодный период года, можно оценить предполагаемые изменения характеристик отопительного периода на середину–конец XXI века, которые будут иметь смысл климатических сценариев.

При изучении изменения климатических условий в Кыргызстане в XX веке [58, 61] было, прежде всего, оценено изменение средних годовых и средних месячных температур воздуха за два смежных тридцатилетия 1931–1960 и 1961–1990 гг. Оказалось,

что средние годовые температуры и, как правило, средние месячные повысились от первого тридцатилетия ко второму. При этом рост годовых температур составил 0,6–0,7°C, а месячных – до 2–2,5°C [58].

Климатические сценарии для территории Кыргызстана в этих работах были рассчитаны на середину (2050 г.) и конец XXI века (2100 г.) по трем климатическим моделям комплекса MAGICC&ScenGen – HadCM-2, CSIRO2-EQ, UKTR с учетом влияния сульфатных аэрозолей для двух сценариев выбросов парниковых газов МГЭИК (IS92a – средневысокие выбросы, IS92c – низкие выбросы). Это дало 6 различных климатических сценариев, приведенных в таблице 4.4.

Набор из 6 сценариев будущих климатических условий позволяет объективно представить весь спектр возможных клима-

Таблица 4.4

Сценарии потепления $\Delta T^{\circ}\text{C}$ по сезонам и в среднем за холодный период и год на период 2050 и 2100 г. по моделям HadCM-2, UKTR и CSIRO2-EQ для сценариев выбросов IS92a и IS92c с учетом влияния аэрозоля [58]

Сценарии	Сезоны 2050 г.						Сезоны 2100 г.					
	З	В	Л	О	Год	Хол. период	З	В	Л	О	Год	Хол. период
Модель HadCM-2												
IS92a	1,5	1,3	1,4	1,5	1,4	1,4	3,2	2,6	3,1	3,2	3,0	3,0
IS92c	1,5	1,2	1,5	1,5	1,4	1,4	2,3	1,7	2,5	2,4	2,2	2,1
Модель UKTR												
IS92a	2,2	2,5	1,9	2,0	2,2	2,2	4,5	4,8	4,2	4,1	4,4	4,5
IS92c	2,0	2,0	1,9	1,9	2,0	2,0	2,7	2,7	2,6	2,5	2,7	2,6
Модель CSIRO2-EQ												
IS92a	1,6	1,8	0,6	1,2	1,3	1,5	3,5	3,6	1,8	2,7	2,9	3,3
IS92c	1,6	1,6	0,9	1,3	1,3	1,5	2,1	2,1	1,3	1,7	1,8	2,0
Среднее по ансамблю												
IS92a	1,9	2,0	1,2	1,6	1,7	1,8	4,0	3,8	3,0	3,4	3,5	3,8
IS92c	1,8	1,6	1,4	1,6	1,6	1,7	2,8	2,4	2,6	2,7	2,6	2,6

тических состояний Кыргызстана в XXI веке. Дополнительно в последних строчках таблицы 4.4 приведены данные потеплений на середину-конец XXI века, рассчитанные нами по всему ансамблю этих трех моделей с учетом влияния сульфатных аэрозолей при помощи комплекса MAGICC&ScenGen. Именно эти средние ансамблевые оценки использовались далее в расчетах возможных изменений (сценариев) параметров отопительного периода на середину–конец XXI века.

По сценарию IS92a (средневысокие выбросы) среднее для года потепление к концу XXI века составит 3,5°C, среднее за холодный период – 3,8°C, а для низких выбросов (сценарий IS92c) – 2,6°C как в среднем за год, так и за холодный период. К середине XXI века среднее потепление за год для сценария IS92a составит 1,7°C, за холодный период – 1,8°C. Для сценария IS92c потепление будет меньшим, равным для года 1,6°C и для холодного периода 1,7°C.

Для определения изменения дат начала, конца отопительного периода и его продолжительности при потеплении климата в будущем вначале были определены градиенты временно-го хода температуры, которые рассчитывались как количество дней, необходимых для изменения температуры воздуха на 1°C. По данным из справочника [36, 60] были взяты даты перехода температуры воздуха через 5 и 10°C. Количество дней смещения начала и конца отопительного периода $\Delta n_{н,к}$ рассчитывались как произведение градиента изменения температуры по станции на величину среднего по ансамблю потепления.

$$\Delta n_{н,к} = \frac{\Delta n}{5^{\circ}C} \Delta T^{\circ}C, \quad (4.20)$$

где Δn – дни между градациями; $\Delta T^{\circ}C$ – величина возможного потепления.

Как уже указывалось, среднее по ансамблю возможное потепление за холодный период (таблица 4.4) составит на период до 2050 г. 1,8°C для сценария IS92a и 1,7°C для сценария IS92c, на период до 2100 г. 3,8°C для сценария IS92a и 2,6°C для IS92c. Естественно предположить, что на такую же величину повысятся средняя температура холодного периода t_x и средняя темпера-

тура отопительного периода $t_{\Delta t}$. Для остальных температурных характеристик отопительного периода $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ были рассчитаны уравнения регрессий, выражающие зависимость этих характеристик от $t_{\Delta t}$ с учетом найденной ранее (см. раздел 2.3) закономерности влияния склоновых инверсий температуры. В результате было получено:

а) для $z=0,5\dots, 1,8$ км

$$t_5(0,92) = 3,20 t_{\Delta t} - 19,08 \pm 2,88 \quad (r=0,49), \quad (4.21)$$

$$t_5(0,98) = 3,53 t_{\Delta t} - 21,36 \pm 3,23, \quad (r=0,48), \quad (4.22)$$

$$t_1(0,92) = 3,20 t_{\Delta t} - 22,07 \pm 2,88 \quad (r=0,49), \quad (4.23)$$

$$t_1(0,98) = 3,20 t_{\Delta t} - 23,07 \pm 2,88, \quad (r=0,49). \quad (4.24)$$

б) для $z \geq 1,8$ км

$$t_5(0,92) = 2,92 t_{\Delta t} - 14,16 \pm 1,21 \quad (r=0,92), \quad (4.25)$$

$$t_5(0,98) = 3,19 t_{\Delta t} - 15,88 \pm 1,44, \quad (r=0,91), \quad (4.26)$$

$$t_1(0,92) = 2,92 t_{\Delta t} - 17,16 \pm 1,20 \quad (r=0,92), \quad (4.27)$$

$$t_1(0,98) = 2,92 t_{\Delta t} - 18,16 \pm 1,20, \quad (r=0,92). \quad (4.28)$$

В таблице 4.5 приведены рассчитанные сценарные значения параметров отопительного сезона с учетом возможного потепления 1,8°C для сценария IS92a на период до 2050 г. Сценарные оценки для IS92a на период 2100 г. и оценки для сценария IS92c на период 2050 г. и 2100 г. приведены в приложении 15.

Согласно данным таблицы 4.5 значения t_x , $t_{\Delta t}$ повышаются к 2050 г. на 1,8°C, а повышение $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ будет более существенным, 3..., 10°C, и их значения составят -13..., -31°C.

Даты начала отопительного периода t_n сдвинулись на 5...8 дней позже современных, а даты его окончания t_k – на 6...9 дней раньше нынешних. В целом, продолжительность отопительного периода Δt за счет этого уменьшается на 13...17 дней. Для сценария IS92c при потеплении на 1,7°C к середине XXI века (приложение 15) повышение $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ составит также 3..., 10°C, отопительный период сокращается примерно так же, как и в случае средневысоких выбросов, на 12...16 дней. Для сценария IS92a при повышении t_x , $t_{\Delta t}$ на 3,8°C к концу XXI века (приложение 15) повышение $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$

Рассчитанные значения параметров отопительного сезона
по метеостанциям ССЗК на период 2050 г. (сценарий IS92a)

Станция	z, м	Сдвиг, дни по (4.25)		Даты начала, конца и продолжительность				Климатические нормы температур, °C					
		Осень	Вес- на	t _н	t _к	Δt, дни	t _{Δт}	t _х	t _{5(0,92)}	t _{5(0,98)}	t _{1(0,92)}	t _{1(0,98)}	
Чуйская	596	7	6	24.10	23.03	149	-1,4	-11	-24	-26	-27	-28	
Константиновская	645						0,7	-3	-17	-19	-20	-21	
Беловодское	726	7	7	02.11	25.03	144	0,8	-7	-17	-19	-20	-21	
Кант	740						1,3	-7	-15	-17	-18	-19	
Фрунзе	756	6	6	03.11	23.03	141	0,9	-7	-16	-18	-19	-20	
Калининское	770	7	7	02.11	27.03	150	0,7	-3	-17	-19	-20	-21	
Токмок	817	7	7	24.10	23.03	152	1,6	-6	-14	-16	-17	-18	
Фрунзе АМСГ	823	8	8	02.11	22.03	142	1,5	-6	-14	-16	-17	-18	
Кировское	858	7	8	23.10	29.03	159	-0,2	-9	-20	-22	-23	-24	
Юрьевка	1028	5	8	24.10	28.03	150	1,8	-6	-13	-15	-16	-17	
Чон-Арык	1110	8	9	25.10	28.03	156	1,8	-6	-13	-15	-16	-17	
Ленинполь	1187						0,1	-9	-19	-21	-22	-23	
Талас	1216	8	8	21.10	03.04	166	0,8	-7	-17	-19	-20	-21	

Станция	z, м	Сдвиг, дни по (4.25)		Даты начала, конца и продолжительность				Климатические нормы температур, °C					
		Осень	Вес- на	t _н	t _к	Δt, дни	t _{Δт}	t _х	t _{5(0,92)}	t _{5(0,98)}	t _{1(0,92)}	t _{1(0,98)}	
Норус	1480						1,4	-6	-15	-16	-18	-19	
Байтык	1530						1,2	-7	-15	-17	-18	-19	
Новороссийка	1530	7	9	03.10	13.04	186	-1,0	-11	-18	-19	-20	-21	
Арасан	1800						1,6	-6	-10	-11	-12	-13	
Ак-Таш	2100						0,4	-8	-13	-15	-16	-17	
Ак-Су	2430						0,6	-8	-13	-14	-15	-16	
Ала-Арча	2945						-0,6	-10	-16	-18	-19	-20	
Тюя-Ашуу сев.	3071						-1,1	-11	-18	-19	-20	-21	
Тюя-Ашуу юж.	3225						-2,3	-13	-21	-23	-24	-25	

и $t_1(0,98)$ составит 9..., 17°C, их значения достигнут -8..., -21°C, продолжительность отопительного периода Δt сокращается на 27...36 дней. Для сценария IS92с при повышении t_x , $t_{\Delta t}$ на 2,6°C к концу XXI века (приложение 15) повышение $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ составит 5..., 12°C, отопительный период сокращается также значительно, на 18...24 дня.

Таким образом, возможным изменением норм температурных параметров в будущем может быть повышение средней температуры наиболее холодного периода t_x и средней температуры отопительного периода $t_{\Delta t}$ на 1,8 и 1,7°C до 2050 г. для двух разных сценариев (средневысоких и низких выбросов), температуры наиболее холодной пятидневки и наиболее холодных суток с обеспеченностью 0,92 и 0,98 $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ повысятся на 3..., 10°C в соответствии с рассчитанными регрессиями. Уменьшение продолжительности отопительного периода Δt предполагается на 12...17 дней, причем сокращение количества дней по обе стороны отопительного периода несколько неравномерно из-за скоротечности весны.

При изменении температурных характеристик t_x и $t_{\Delta t}$ к 2100 г. на 3,8 и 2,6°C для двух сценариев продолжительность отопительного периода Δt сокращается соответственно на 27...36 дней и 18...24 дня. При этом температуры воздуха наиболее холодных суток и пятидневки различной обеспеченности $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ повысятся на 5..., 17°C.

Таким образом, по результатам анализа раздела IV можно сделать следующие выводы:

1. Изменения с высотой таких параметров отопительного периода, как даты его начала τ_n , конца τ_k и длительность $\Delta \tau$ хорошо описываются найденными линейными регрессиями, которые рекомендуются к практическому использованию и имеют стандартные ошибки до $\pm 3, \dots 6$ дней.

2. На температурные характеристики отопительного периода (t_x , $t_{\Delta t}$, $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$) сильное влияние оказывают склоновые инверсии температуры вплоть до абсолютных высот 1,8 км. Поэтому их высотные распределения достаточно

хорошо описываются найденными комбинациями линейных зависимостей до и выше 1,8 км. Эти зависимости имеют стандартную ошибку в пределах $\pm 0,5 \dots 3,0$ °C и рекомендуются к практическому использованию.

3. На середину XXI века средние температуры холодного периода года t_x и отопительного периода $t_{\Delta t}$ для сценариев IS92a (средневысоких) и IS92с (низких выбросов) с учетом аэрозоля повысятся соответственно на 1,8 и 1,7°C, а температуры $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ в соответствии с найденными регрессиями – на 3..., 10°C. Начало отопительного периода станет позже на 5... 8 дней, а конец раньше – на 6...9 дней, так что его продолжительность Δt сократится на 13... 17 дней. На конец XXI века t_x и $t_{\Delta t}$ для сценариев IS92a и IS92с повысятся соответственно на 3,8°C и 2,6°C, даты начала τ_n и конца τ_k сместятся соответственно на 8...17 дней и 9...19 дней, так что Δt сократится на 18...36 дней. Повышение $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ составит 5..., 17°C.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Закономерное понижение температуры воздуха с высотой места в холодный период в Северном, Северо-Западном Кыргызстане, как правило (повторяемость зимой 82 %), нарушаются склоновыми инверсиями температуры, которые часто сохраняются даже днем (зима, 66 %). Нижние инверсии захватывают преимущественно (до 75 % случаев) высотные зоны Жаны-Жер–Бишкек ($\Delta z = 156$ м) и реже Жаны-Жер–Чон-Арык ($\Delta z = 510$ м), а верхние – зону Байтык–Альплагерь ($\Delta z = 451$ м) или Альплагерь–Тюя-Ашуу ($\Delta z = 941$ м) с повторяемостью 30–40 %.

Нижние инверсии имеют средние характеристики:

- величина: ночью $\Delta \bar{T} = 4^\circ\text{C}$ (2,7,...4,6 $^\circ\text{C}$ по сезонам), днем $\Delta \bar{T} = 2,7^\circ\text{C}$ (2,2,... -2,9 $^\circ\text{C}$ по сезонам);
- мощность: ночью $\Delta \bar{H} = 431$ м (363,... 470 м по сезонам), днем $\Delta \bar{H} = 376$ м (272,... 388 м по сезонам).
- Верхние инверсии имеют средние характеристики:
- величина: ночью $\Delta \bar{T} = 2,4^\circ\text{C}$ (2,0,...2,5 $^\circ\text{C}$ по сезонам), днем $\Delta \bar{T} = 2,1^\circ\text{C}$ (1,3,... 2,5 $^\circ\text{C}$ по сезонам);
- мощность: ночью $\Delta \bar{H} = 685$ м (634,... 707 м по сезонам), днем $\Delta \bar{H} = 683$ м (657,... 672 м по сезонам).

Холодный период 1961–1990 гг. в долинах был более теплым, чем предшествующее 30-летие 1931–1960 гг., в среднегорье температура воздуха статистически значимо ($p = 0,95$) не повышалась. За период инструментальных наблюдений в днищах долин угловой коэффициент линейного тренда средних температур за холодный период был положительный и составил $\beta = 0,3^\circ\text{C}/10$ лет, а максимальный $\beta_{\text{макс}} = 0,42^\circ\text{C}/10$ лет. В среднегорье β был гораздо меньше – $\beta = 0,09^\circ\text{C}/10$ лет, $\beta_{\text{макс}} = 0,12^\circ\text{C}/10$ лет. В высокогорье температура понизилась: $\beta = -0,11^\circ\text{C}/10$ лет, при этом

максимальное понижение было осенью, $\beta_{\text{макс}} = -0,19^\circ\text{C}/10$ лет. Примерно такими же оказались угловые коэффициенты линейных трендов для 5- и 10-летних скользящих средних.

Из-за развития склоновых инверсий наиболее низкие температуры наблюдаются не в высокогорье, а в днищах долин. С высоты от 756 до 3071 м амплитуды абсолютных температур убывают от $\Delta T = 81^\circ\text{C}$ до $\Delta T = 56^\circ\text{C}$, т.е. континентальность климата с высотой снижается. Наиболее продолжительный период с температурой воздуха -20°C и ниже имеет место в орографически закрытой Чон-Кеминской долине (год – 12 суток, январь – 5,2 суток), а наименьший он в зоне подножий и низкогорья (1,9–2,4 суток в году и 0,7 – в январе).

Угловой коэффициент линейного тренда роста абсолютных минимальных температур в XX веке оказался наиболее высоким зимой ($\beta = 0,74\text{--}0,84^\circ\text{C}/10$ лет) для Чуйской долины, максимальные температуры зимой также существенно росли ($\beta = 0,31\text{--}0,39^\circ\text{C}/10$ лет). Все это совместно привело к существенному снижению суровости зим, что можно ощущать уже непосредственно.

Изменение с высотой таких расчетных параметров отопительного сезона, как даты его начала t_n , конца t_k и длительность Δt хорошо описываются найденными линейными регрессиями, которые рекомендуются к практическому использованию и имеют стандартные ошибки до $\pm 3, \dots 6$ дней.

На расчетные температурные характеристики отопительного сезона (t_x , $t_{\Delta t}$, $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$) сильное влияние оказывают склоновые инверсии температуры вплоть до абсолютных высот 1,8 км. Поэтому их высотные распределения достаточно хорошо описываются найденными комбинациями линейных зависимостей до и выше 1,8 км. Эти зависимости имеют стандартную ошибку в пределах $\pm 0,5 \dots 3,0^\circ\text{C}$ и рекомендуются к практическому использованию.

На середину XXI века средние температуры (расчет по моделям МОЦАО) холодного периода года t_x и отопительного сезона $t_{\Delta t}$ для сценариев IS92a (средневысоких) и IS92c (низких выбросов) с учетом влияния стратосферного аэрозоля повысятся соответ-

ственно на 1,8°C и 1,7°C, а температуры $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ в соответствии с найденными регрессиями – на 3..., 10°C. Начало отопительного сезона станет позже на 5...8 дней, а конец раньше на 6...9 дней, так что его продолжительность Δt сократится на 13...17 дней. На конец XXI века t_x и $t_{\Delta t}$ для сценариев IS92a и IS92c повысятся соответственно на 3,8°C и 2,6°C, даты начала τ_n и конца τ_k сместятся соответственно на 8...17 дней и 9...19 дней, так что Δt сократится на 18...36 дней. Повышение $t_5(0,92)$, $t_5(0,98)$, $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ составит 5..., 17°C.

Полученные в работе выводы и результаты рекомендуются к практическому использованию для теплотехнических расчетов отопительных систем, планированию энергоснабжения населения, других видов хозяйственной деятельности в холодный период года на территории Северного, Северо-Западного Кыргызстана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аламанов С.К., Лелевкин В.М., Подрезов О.А., Подрезов А.О. Изменение климата и водные проблемы в Центральной Азии/ ЮНЕП и WWW России. Москва–Бишкек, 2006. 188 с.
2. Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии. Ч. 1 и 2 / под. ред. Е.С. Рубинштейна Л.: Гидрометеиздат, 1952. 487,с.
3. Анисимов О.А., Лобанов В.А., Ренева С.А. Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть 21-века // Метеорология и гидрология. 2007. №10. С. 20–30.
4. Атлас Киргизской ССР. Т. 1. Природные условия и ресурсы. М.: ГУГК СССР, 1987. 157 с.
5. Аэроклиматические характеристики пограничного слоя атмосферы Средней Азии. Кн. 1. Статистические характеристики метеорологических элементов в различные часы суток. Ташкент, 1986. 318 с.
6. Аэроклиматические характеристики пограничного слоя атмосферы Средней Азии. Кн. 2. Пространственно-временные корреляционные связи температуры воздуха и скорости ветра в различные часы суток. ашкент, 1986. 293 с.
7. Аэроклиматические характеристики пограничного слоя атмосферы Средней Азии // Тр. САНИГМИ. М: Гидрометеиздат, 1988. 52 с.
8. Баканов М.Т., Маяцкая И.А., Подрезов О.А. Сравнительная характеристика климата района Чолпон-Аты и залива Пржевальского // Метеорология и гидрология в Кыргызстане. Вып. 4/под ред. проф. О.А. Подрезова. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2004. 181 с.
9. Бокомбаев К.Д., Родина Е.М., Ильясов Ш.А., Подрезов О.А. и др. Климат и окружающая среда. Бишкек, 2003 208 с.

10. Бугаев В.А., Джорджио В.А., Козик Е.М. и др. Синоптические процессы Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН Узб. ССР, 1957. 477 с.
11. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351с.
12. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.:Наука, 1969. 576 с.
13. Ветровые и гололедные воздействия на конструкции горных воздушных линий. Бишкек: Илим, 2004. 158 с.
14. Вода и устойчивое развитие Центральной Азии. Бишкек: Ин-тут водных проблем АН КР, Фонд Сорос-Кыргызстан, Программа Восток-Восток, 2001. 177 с.
15. Второе национальное сообщение Кыргызской Республики по рамочной конвенции ООН об изменении климата / составители: Ш.А.Ильясов, В.М.Якимов Бишкек, 2008. 216 с.
16. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка предстоящего климата на территории Российской Федерации // Метеорология и гидрология. 2009. № 11. с. 15–29.
17. Дзюба А.В., Панин Г.Н. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях // Метеорология и гидрология. 2007. №5. С. 5–27.
18. Дымников Е.М., Володин В.Я., Галин А.В. и др. Чувствительность климатической системы к малым внешним воздействиям // Метеорология и гидрология. 2004. №4. С. 77–91.
19. Дымников В.П., Лыков В.Н., Володин Е.М. Проблемы моделирования климата и его изменений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. М., 2006. Т. 42. № 5. С. 618–636.
20. Закс Л. Статистическое оценивание / Пер. с нем. В.Н. Варыгиной. М.: Статистика, 1976. 599 с.
21. Израэль Ю.А., Семёнов С.М., Анисимов О.А. и др. Четвертый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата: вклад рабочей группы II // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 5–14.
22. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии. М.: Изд.-во МГУ, 1988. 245 с.
23. Исаев Д.И., Глушкова М.И., Алиев З.А., Данилина А.П., Токомбаев Ш.Т. Рельеф Киргизии. Фрунзе: Илим, 1964. 147 с.

24. Катцов В.М. Предсказуемость климата: достижения, проблемы, перспективы // Метеорология и гидрология. 2010 №1. С. 18–22.
25. Климат Киргизской ССР / под ред. З.А. Рязанцевой. Фрунзе: Илим, 1965. 292 с.
26. Климат Фрунзе / под ред.Е.С.Скиба, Ц.А.Швер. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 136 с.
27. Климатическая характеристика аэропорта Манас/ГП «Кыргыз-аэронавигация». Бишкек, 2004. 177 с.
28. Климатологический справочник СССР. Вып. 32. История и физико-географическое описание метеорологических станций и постов. Фрунзе, 1965. 120 с.
29. Климатология / О.А.Дроздов, В.А.Васильев, Н.В. Кобышева и др. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 568с.
30. Кондратьев К.Я. Изменение глобального климата: реальность, предсказуемость и вымыслы. <http://www.nwipc.ru/articles.htm>
31. Кузмиченко В.А. Цифровые модели характеристик увлажнения на территории Кыргызстана (Математико-картографическое моделирование) Бишкек: Изд.-во КРСУ, 2008. 229 с.
32. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб: Гидрометеиздат, 2000. 778 с.
33. Мелешко В.П., Катцов В.М., Говоркова В.А. и др. Климат России в 21 веке: Ч. 3: Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3 // Метеорология и гидрология. 2008. № 8. С. 5–19.
34. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 404 с.
35. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч.1. Метеорологические наблюдения на станциях. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 304 с.
36. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 32. Киргизская ССР. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 375с.
37. Оледенение Тянь-Шаня / ответ. ред-ры Дюргеров М.Б. (Россия), Лю Шаохай, Се Зичу (Китай) М.: 1995. 233 с.

38. Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии / под. ред. А.Д. Джураева, С.Г. Чанышевой, О.И. Субботиной. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 236 с.
39. Павлова И.А., Подрезов А.О. Опасные метеорологические явления на территории Кыргызстана. Кн. 2. Режим циркуляции атмосферы и загрязнение городов Чуйской долины. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2003. 139 с.
40. Первое национальное сообщение Кыргызской Республики по рамочной конвенции ООН об изменении климата/Составители: Ш.А.Ильясов, О.А.Подрезов, Е.М.Родина. Бишкек, 2003. 97 с.
41. *Переведенцев Ю.П.* Теория климата. Казань, изд-во Казанск. гос. ун. 2009. 503 с.
42. *Петросянц М.А., Чанышева С.Г., Субботина О.И.* О масштабе влияния орографии на метеорологические процессы Средней Азии // Тр. САНИГМИ. Ташкент. Вып. 10 (91). 1974. С. 3–40.
43. *Подрезов А.О., Павлова И.А.* Опасные метеорологические явления на территории Кыргызстана. Кн. 1. Режим сильных ветров. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2003. 115 с.
44. *Подрезов О.А.* Горная метеорология и климатология. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2000. 270 с.
45. *Подрезов О.А.* Изменение современного климата // Вест. КРСУ. 2009. Т. 9. №1. С. 123–138.
46. *Подрезов О.А.* Изменение средних характеристик климата Кыргызстана за два смежных тридцатилетия 1931–1960 и 1961–1990 гг. // Метеорология и гидрология в Кыргызстане. Вып. 7. Бишкек, 2010. С. 5–14.
47. *Подрезов О.А.* Опасные скорости ветра и гололедные отложения в горных районах. Л.: Гидрометеиздат, 1992. 227 с.
48. *Подрезов О.А., Перова М.В.* Климатические параметры отопительного периода на территории Северного Кыргызстана // Вест. КРСУ. 2006. Т. 6. №5 С. 153–159.
49. *Подрезова Ю.А. Подрезов О.А.* Климатическая характеристика режима гроз на территории Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2011. 210 с.
50. *Пономаренко П.Н.* Атмосферные осадки Киргизии. Л., Гидрометеотздат, 1976. 134 с.
51. *Природа Киргизии/Под ред. К.О. Оторбаева, Б. А. Лунина, В. А. Благообразова.* Фрунзе, 1962. 340 с.
52. *Роджерс Г. Барри.* Погода и климат в горах / пер. с англ. под ред. А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 311 с.
53. *Рождественский А.В., Чеботарев А.И.* Статистические методы в гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 424 с.
54. *Романовский В.В., Кузмиченок В.А., Маматканов Д.М., Подрезов А.О.* Все об озере Иссык-Куль в вопросах и ответах. Энциклопедическое справочное пособие по природе и экологии озера и котловины / под ред. проф. О. А. Подрезова. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2004. 407 с.
55. *Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В.* Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М.: Наука, 1969. 459 с.
56. СНиП 2.01.01-82. Строительная климатология и геофизика. М.: Госстройиздат, 1983. 136 с.
57. СНиП 23-01-98 КР. Строительная теплотехника/ Госстройарх-стройинспекция при Правительстве Кыргызской Республики. Бишкек, 1998. 37 с.
58. Специальный доклад МГЭИК. Сценарии выбросов/МГЭИК. Женева, Изд-во ЮНЕП. 2000. 20 с.
59. Справочник по климату СССР. Вып.32. Кирг. ССР. Ч. IV Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 307 с.
60. Справочник по климату СССР. Вып.32. Кирг. ССР Ч. II. Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 256 с.
61. Третий оценочный доклад МГЭИК по изменению климата. Резюме для лиц, определяющих политику. Т. 1. Научные аспекты. 109 с. Т. 2. Последствия адаптации и уязвимость. 107 с. Т. 3. Смягчение последствий. 103 с.: <http://www.ipcc.ch> (на русском языке).
62. *Чанышева С.Г.* Местные ветры Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 120 с.

63. *Чередниченко А.В.* Изменение климата Казахстана и возможности адаптации за счет доступных водозапасаов облачности. Бишкек: Изд-во Илим, 2009. 259 с.
64. *Чуб В.Е.* Изменение климата и его влияние на гидрометеорологические процессы, агроклиматические и водные ресурсы Республики Узбекистан/ Центр гидрометеорологической службы при кабинете Министров Республики Узбекистан. Ташкент, 2007. 132с.
65. *Шерстюков Б.Г.* Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ ВНИГМИ-МЦД, 2008. 246 с.
66. *Шерстюков Б.Г.* Оценка точности физико-математических моделей ECHAM4, HADCM3 и CGCM2 по данным на территории России/Анализ изменений климата. Обнинск: ГУ ВНИГМИ-МЦД, 2010 Вып. 175. С. 3–19.
67. Climate Change 2007 Mitigation: Contribution of WG 3 to the IV Assessment Report of the IPCC / Eds: B. Metz et al. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 851 p.
68. Climate change 2007. Synthesis Report. Summary for Policymakers. URL: <http://www.ipcc.ch>.
69. Climate change 2007: The Physical science basis / Eds: S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. Cambridge: New York: Cambridge University Press, 2007. 996 p.

Приложение 1

Сеть метеостанций Северного, Северо-Западного Кыргызстана

Станция	z, м	Период работы	Расположение
Чуйская долина с горным обрамлением			
Ось долины			
Жаны-Жер (Чуйская)	596	с 1931	Днище западной части
Константиновская	645	1910–1949	Днище центральной части
Беловодск	726	1929–1992	Восточная часть
Кант	738	1930–1936	Днище центральной
Подгорная часть равнины			
Бишкек (Фрунзе)	756	с 1927	Подгорная равнина центральной части
Кара-Балта (Калининское)	770	с 1956	Подгорная равнина западной части
Фрунзе, город	771	1896–1938	Подгорная равнина центральной части
Токмок	816	с 1895	Подгорная равнина восточной части
Фрунзе, АМСГ	823	1937–1980	Подгорная равнина центральной части
Подножье Киргизского хребта			
Иссык-Ата (Юрьевка)	1028	с 1956	Подножье северного склона
Чон-Арык	1110	1931–1989	Подножье северного склона
Склон хребта			
Байтык	1579	с 1912	Нижняя часть северного склона Киргизского хребта, долина р. Ала-Арча
Норус	1631	1934–1943	Нижняя часть северного склона Киргизского хребта

Продолжение приложения 1

Станция	z, м	Период работы	Расположение
Арасан	1800	1903–1949	Средняя часть северного склона, долина р. Иссык-ата
Альплагерь	2132	с 1978	Средняя часть северного склона, долина р. Ала-арча
Ак-Суу	2430	1957–1958	Средняя часть северного склона, узкая долина р. Джарташ
Ала-Арча	2945	с 1958	Высокогорная часть северного склона, долина Р. Ала-арча
Тюя-Ашуу северная	3071	1953–1987	Высокогорная часть северного склона, долина Р. Карабалта
Тюя-Ашуу южная	3225	с 1957	Высокогорная часть южного склона
Таласская долина			
Кызыл-Адыр (Ки- ровское)	855	с 1943	Днище западной части
Ленинполь	1187	1925–2003	Днище центральной части
Талас	1217	с 1929	Днище центральной части
Ак-Таш	2150	1951–1999	Средняя часть южного склона Киргизско- го хребта, верховье (р. Каракол)
Чон-Кеминская долина			
Новороссийка	1532	1926–1999	Центральная часть

Приложение 2

Показатели радиационного режима по данным метеостанций

Бишкек (756 м) и Тянь-Шань (3614 м), МДж/м²

Обозначения: S^r – прямая радиация на горизонтальную поверхность; D – рассеянная радиация; Q – суммарная радиация; B – радиационный баланс.

Месяц	Бишкек								Тянь-Шань							
	Солнечное сияние		Солнечная радиация, МДж/м ²				Общая и нижняя облачность, балл	Солнечное сияние		Солнечная радиация, МДж/м ²				Общая и нижняя облачность, балл		
			S ^г	D	Q	B				S ^г	D	Q	B			
	Час	%					час	%								
I	138	47	109	114	223	-7	6,2/2,6	174	59	189	140	328	-42	5,5/1,6		
II	131	44	124	149	273	46	6,7/2,9	175	59	220	187	407	-16	6,1/1,8		
III	155	42	174	206	379	157	7,2/3,8	203	55	317	315	632	26	6,7/2,4		
IV	200	50	281	236	516	252	6,9/3,6	228	57	377	362	739	142	6,7/3,1		
V	265	58	394	273	667	340	6,3/3,4	238	53	397	377	774	313	6,8/4,5		
VI	300	66	493	248	740	364	5,4/3,1	245	54	405	329	734	347	6,7/5,0		
VII	337	72	540	246	786	343	4,4/2,6	263	59	414	292	706	359	5,9/4,8		
VIII	318	74	483	214	697	280	3,7/2,1	257	60	417	255	673	322	5,2/4,2		
IX	271	72	360	172	532	176	3,6/2,0	240	64	364	207	570	188	4,6/3,6		
X	205	60	210	142	352	101	4,8/2,4	224	65	301	171	472	63	4,7/2,8		
XI	143	49	113	99	212	25	5,9/3,0	178	60	201	134	335	-24	4,8/2,2		
XII	121	44	79	91	170	4	6,4/3,1	161	57	169	121	290	-51	5,3/1,7		
Год	2584	58	3360	2190	5547	2099	5,6/2,9	2586	58	3771	2890	6660	1627	5,8/3,1		

Приложение 3

Статистики вертикальных профилей температуры
по АС Фрунзе за 10-летний период (1966–1975 гг.) [6]

Обозначения: \bar{T} , °C – средняя температура, $\sigma(T)$ – ее средние квадратические отклонения, $A(T)$ – коэффициент асимметрии, $E(T)$ – коэффициент эксцесса.

Высота	\bar{T} , °C	$\sigma(T)$, °C	$A(T)$	$E(T)$	\bar{T} , °C	$\sigma(T)$, °C	$A(T)$	$E(T)$
	Ночь – 03 ч.				День – 15 ч.			
	Январь							
Земля	-7,3	7,0	-0,3	-0,2	-3,2	6,7	-0,1	-0,2
300	-3,0	7,3	0,0	0,3	-2,7	7,0	-0,1	-0,1
600	-3,2	6,8	-0,2	-0,1	-3,2	6,8	-0,1	-0,2
900	-4,0	6,4	-0,1	-0,2	-4,1	6,4	-0,1	-0,1
2000	-10,0	5,3	-0,3	0,2	-10,1	5,1	-0,2	-0,1
3000	-15,7	4,4	-0,2	0,0	-15,5	4,6	-0,2	0,6
	Апрель							
Земля	7,6	4,7	-0,2	-0,4	15,9	6,1	0,0	-0,6
300	9,9	5,4	-0,1	-0,1	13,1	5,9	0,0	-0,4
600	8,8	5,6	-0,1	-0,2	10,6	5,8	0,0	-0,5
900	7,2	5,6	-0,1	-0,2	8,3	5,7	0,0	-0,5
2000	0,6	5,0	0,0	-0,1	1,0	4,9	0,0	-0,2
3000	-4,8	4,7	-0,2	0,0	-4,2	4,5	0,0	-0,1
	Июль							
Земля	18,1	3,0	0,1	0,2	29,5	4,2	-0,2	-0,1
300	22,0	3,4	-0,1	0,3	26,0	3,7	-0,2	-0,2
600	20,6	3,4	-0,2	0,2	23,0	3,6	0,0	0,0
900	18,6	3,5	-0,4	0,7	20,7	3,6	0,0	-0,2
2000	10,1	3,3	0,0	0,1	11,2	3,4	0,1	-0,3
3000	2,9	3,3	0,5	0,6	3,8	3,2	0,5	0,2
	Октябрь							
Земля	6,3	4,9	0,0	-0,5	14,7	6,2	-0,2	-0,2
300	9,7	6,0	-0,4	0,4	12,6	6,1	-0,2	-0,1
600	8,9	5,7	-0,2	-0,2	10,1	6,0	-0,3	-0,1
900	7,4	5,6	-0,3	-0,1	8,0	5,7	-0,2	-0,2
2000	1,9	4,6	-0,2	-0,2	1,2	4,7	-0,2	0,0
3000	-5,7	3,9	0,1	0,2	-4,9	3,9	-0,1	0,0

Приложение 4

Статистики эмпирических распределений частоты
(числа случаев) n нижних и верхних инверсий
для холодного периода за 1978–1984 гг.

Обозначения: \bar{n} – среднее значение; $\sigma(n)$ – среднеквадратическое отклонение.

Время суток	Объем выборки, N	$\bar{n} \pm \sigma_n$	$\sigma(n) \pm \sigma_{\sigma(n)}$
Холодный период в целом (всего 1274 суток)			
Нижние			
Ночь	985	164,2±0,2	7,56±0,17
День	553	92,2±0,6	13,76±0,41
Верхние			
Ночь	332	55,3±0,3	6,24±0,24
День	186	31,0±0,4	5,89±0,31
Осень			
Нижние			
Ночь	293	48,8±0,2	3,98±0,16
День	130	21,7±0,5	5,91±0,37
Верхние			
Ночь	106	17,7±0,7	7,63±0,53
День	50	8,3±0,5	3,20±0,32
Зима			
Нижние			
Ночь	446	74,3±0,2	4,92±0,16
День	357	59,5±0,6	11,27±0,42
Верхние			
Ночь	155	25,8±0,4	4,52±0,26
День	110	18,3±0,5	5,41±0,37
Весна			
Нижние			
Ночь	246	41,0±0,1	1,63±0,07
День	66	11,0±0,4	3,56±0,31
Верхние			
Ночь	71	11,8±0,5	3,85±0,32
День	26	4,3±0,6	3,25±0,45

Повторяемость (%) значений градаций $\Delta T_{\Delta z}$
по различным слоям ВКР при нижних и верхних инверсиях

Слой ВКР	Градации $\Delta T_{\Delta z}$, °C для границ слоя															
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16
	21-24	18-19	17-18	16-17	15-16	14-15	13-14	12-13	11-12	10-11	9-10	8-9	7-8	6-7	5-6	4-5
Ночные условия (нижние инверсии – 985 случаев)																
Жаны-Жер-Бишкек (600–756 м)	11,4	14,3	14,6	11,7	8,0	6,6	6,3	3,8	2,3	2,1	2,4	2,0	0,9	0,8	0,5	0,7
Бишкек-Чон-Арык (756–1110 м)	2,4	2,5	1,2	1,3	1,0	0,7	0,3	0,2	0,4	0,3	0,2					0,1
Ночные условия (верхние инверсии – 332 случая)																
Чон-Арык-Байтык (1110–1579 м)	6,9	7,8	4,8	4,2	2,4	1,5	1,5	0,6		0,3	0,3					
Байтык-Альплагерь (1579–2130 м)	7,5	8,7	8,1	7,8	4,8	1,8	1,2	0,3	0,9					0,3	0,3	
Альплагерь-Тюя-Ашуу северная (2130–3071 м)	11,4	7,8	4,5	2,4	1,2	0,3										

Слой ВКР	Градации $\Delta T_{\Delta z}$, °C для границ слоя															
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16
	21-24	18-19	17-18	16-17	15-16	14-15	13-14	12-13	11-12	10-11	9-10	8-9	7-8	6-7	5-6	4-5
Дневные условия (нижние инверсии – 553 случая)																
Жаны-Жер-Бишкек (600–756 м)	26,0	27,7	14,8	9,2	8,0	4,5	2,2	1,6	0,5	0,5		0,5		0,2		
Бишкек-Чон-Арык (756–1110 м)	0,7	0,9	0,5	0,7	0,4	0,4	0,4			0,2						
Дневные условия (верхние инверсии – 186 случаев)																
Чон-Арык-Байтык (1110–1579 м)	9,7	8,6	5,4	4,8	1,1	2,2	0,5	0,5	0,5	0,5						
Байтык-Альплагерь (1579–2130 м)	11,3	10,2	7,5	1,6	1,6	1,6	0,5	1,1								
Альплагерь-Тюя-Ашуу северная (2130–3071 м)	14,0	6,5	6,5	2,2		0,5	1,1									

Приложение 6

Квантильные значения $\Delta T_{\text{аз}}(p)$, °C для условных (последних) распределений $\Delta T_{\text{аз}}$.

Слой	Число случаев	Вероятность (уровень квантиля)									
		0,01	0,02	0,03	0,05	0,10	0,90	0,95	0,97	0,98	0,99
		Ночные условия									
		Нижние инверсии									
Жаны-Жер-Бишкек (600–756 м)	879	0,3	0,3	0,4	0,5	0,8	9,6	11,6	13,1	14,3	15,7
Бишкек-Чон-Арык (756–1110 м)	106	0,1	0,1	0,2	0,3	0,5	7,7	9,2	9,9	10,4	11,0
Верхние инверсии											
Чон-Арык-Байтык (1110–1579 м)	101	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5	5,8	6,8	7,5	8,0	10,0
Байтык-Альплагерь (1579–2130 м)	139	0,2	0,2	0,3	0,4	0,6	5,5	7,0	8,6	15,2	16,6
Альплагерь-Тюя-Ашуу северная (2130–3071 м)	92	0,03	0,06	0,08	0,13	0,25	3,5	4,1	4,6	4,8	5,1
Дневные условия											
Нижние инверсии											
Жаны-Жер-Бишкек (600–756 м)	530	0,1	0,1	0,2	0,2	0,4	5,1	6,4	7,3	7,9	9,6
Бишкек-Чон-Арык (756–1110 м)	23	0,2	0,3	0,3	0,4	0,7	6,4	6,9	10,3	10,5	10,8
Верхние инверсии											
Чон-Арык-Байтык (1110–1579 м)	63	0,04	0,08	0,11	0,18	0,3	5,4	6,9	8,1	8,7	10,4
Байтык-Альплагерь (1579–2130 м)	66	0,04	0,07	0,10	0,17	0,33	4,8	5,9	7,0	7,3	7,7
Альплагерь-Тюя-Ашуу северная (2130–3071 м)	57	0,03	0,05	0,08	0,12	0,23	3,3	6,2	7,1	7,4	7,7

Приложение 7

Рассчитанные значения норм средних месячных температур (°C) за различные тридцатилетия и весь период инструментальных наблюдений XX века

(* – отмечены значимые различия относительно средних за 1961–1990 гг.)

Станция, м	Период	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год	Хол. период
Бишкек, 756	1961–1990	-3,8	-2,58	4,47	12,12	17,03	21,95	24,7	23,42	17,85	10,41	3,65	-1,06	10,69	3,32
	1931–1960	-4,38	-2,4	3,75*	11,58	16,85	21,22*	24,35	22,96	17,79	10,69	1,50*	-3,48*	10,04*	2,47*
	1928–2000	-4,07	-2,25	4,08	11,93	16,92	21,7	24,65	23,26	17,88	10,61	2,89	-2,13*	10,46*	3,01
	1961–1990	-4,79	-3,78	2,3	9,31	13,87	18,14	20,11	18,5	13,79	7,83	2,53	-1,92	8,06	1,49
Талас, 1217 м	1931–1960	-5,45	-3,96	1,26*	8,69*	13,74	17,52*	19,86	18,48	13,15*	7,98	0,01*	-3,75*	7,33*	0,44*
	1930–2000	-5,17	-3,83	1,75	9,12	13,94	18,16	20,32	18,75	13,66	7,98	1,42*	-2,88*	7,81	1,10
Новорос-сийка, 1532	1951–1980	-9,8	-7,2	-0,1	7,1	11,3	14,7	16,7	15,8	11,8	5,4	-1,7	-6,6	4,8	-1,8
	1931–1960	-8,8	-6,5	0,1	6,8	11,3	14,4	16,8	16	11,8	5,4	-2,6	-7,7	4,8	-1,9
	1931–1980	-9,3	-6,9	0,1	7,1	11,4	14,6	16,8	15,9	11,7	5,5	-2	-7,1	4,8	-1,8

Продолжение приложения 7

Станция, м	Период	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год	Хол. период
Байтык, 1579 м	1961–1990	-4,99	-4,5	0,49	7,23	11,52	15,9	18,48	17,32	12,44	6,15	1,25	-2,21	6,60	0,49
	1931–1960	-4,81	-3,43*	0,41*	6,64*	11,36	15,32*	18,28	17,23	12,63	6,82*	-0,21*	-3,71*	6,39	0,24
	1915–2000	-5,02	-4,11	0,27	6,86	11,35	15,55	18,28	17,39	12,51	6,51	0,64*	-2,97*	6,45	0,31
Тюя-Ашуу северная, 3071	1961–1987	-11,41	-11,00	-6,90	-1,23	2,58	6,14	8,68	8,39	4,26	-1,21	-6,08	-9,15	-1,40	-6,70
	1954–1960	-11,44	-10,20*	-7,09	-1,04	1,22*	5,64*	8,27	7,91*	4,81*	-0,53*	-6,49	-9,26	-1,70*	-6,58
	1954–1987	-11,41	-10,84	-6,94	-1,19	2,33	6,04	8,59	8,29	4,37	-1,07	-6,17	-9,17	-1,46	-6,67

Приложение 8

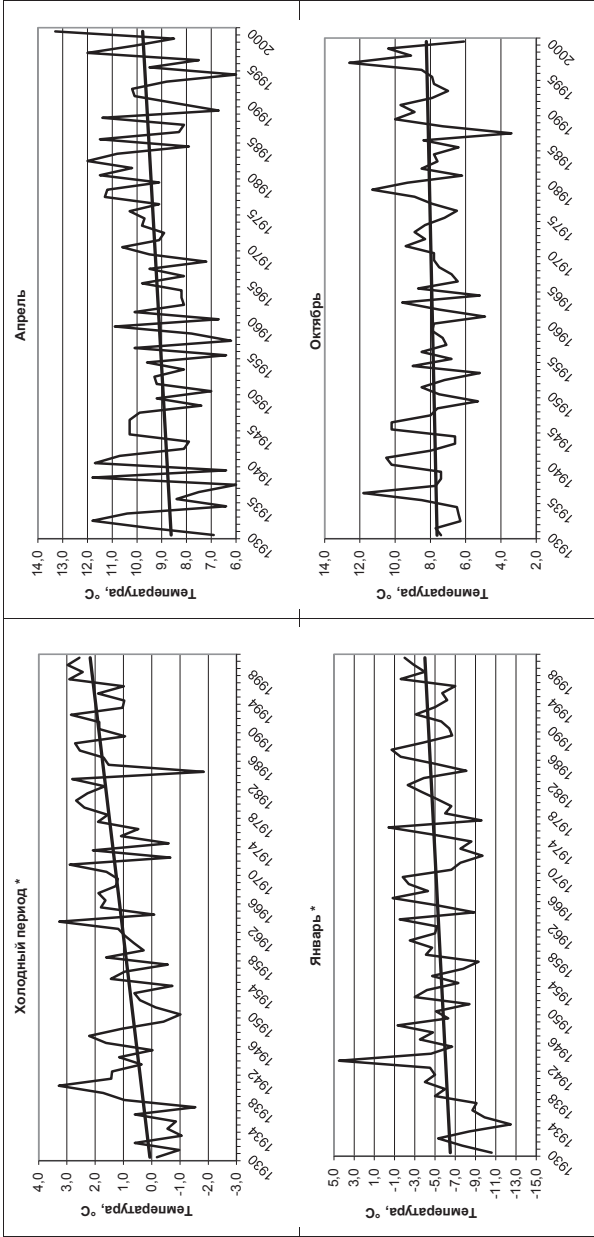
Рассчитанные значения норм СКО средних месячных температур (°С)
за различные тридцатилетия и весь период инструментальных наблюдений XX века
(* – отмечены значимые различия относительно СКО за 1961–1990 гг.)

Станция, м	Период	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год	Хол. период
Бишкек, 756	1961–1990	2,91	3,94	1,99	1,4	1,29	1,2	1,14	1,29	1,08	1,56	2,93	3,95	0,82	1,29
	1931–1960	2,51	4,28	2,65	1,79	1,69	1,36	1,35	1,13	1,51*	1,71	2,87	3,52	0,77	1,14
	1928–2000	2,72	3,88	2,29	1,77	1,47	1,29	1,23	1,23	1,34	1,74	3,05	3,85	0,87	1,28
Талас, 1217	1961–1990	2,68	3,63	1,91	1,39	1,23	1,18	1,18	1,14	1	1,59	2,53	3,6	0,73	1,12
	1931–1960	3,09	4,18	3,11*	1,78	1,6	1,26	1,31	1,01	2,44*	2,08	2,91	3,93	0,78	1,19
	1930–2000	2,85	3,73	2,48	1,7	1,4	1,24	1,15	1,07	1,85*	1,85	3	3,7	0,86	1,27
Новорос-сыйка, 1532	1931–1980	2	2,8	2	1,5	1,3	1	1,1	0,9	1	1,3	2,4	2,3	1,6	2,0

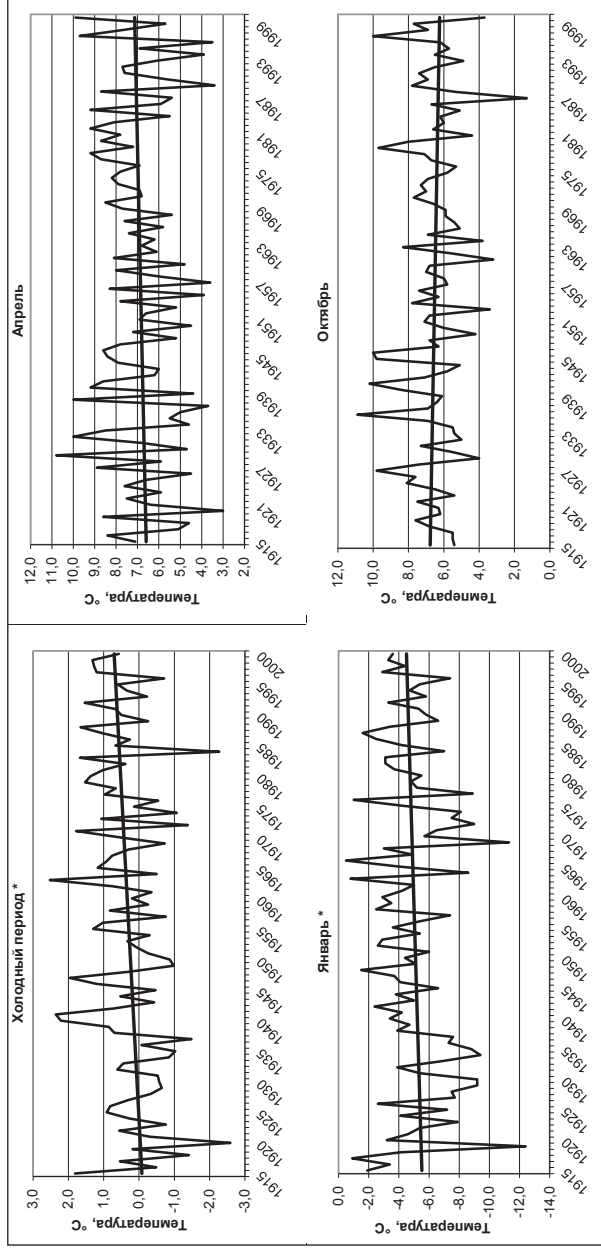
Продолжение приложения 8

Станция, м	Период	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год	Хол. период
Байтык, 1579	1961– 1990	2,58	3,17	2,02	1,38	1,2	1,17	1,17	1,12	0,93	1,6	2,28	2,79	0,66	1,02
	1931– 1960	1,93	2,98	2,35	1,87	1,59	1,27	1,47	1,23	1,5*	1,68	2,5	2,44	0,73	0,96
	1915– 2000	2,39	2,91	2,2	1,77	1,54	1,25	2,35*	1,25	1,89*	1,61	2,49	2,76	0,73	0,99
Тюя- Ашуу северная, 3071	1961– 1987	1,88	2,16	1,66	1,09	1,14	0,94	1,14	1,32	0,95	1,39	1,62	1,99	0,48	0,77
	1954– 1960	1,39	1,9	1,04*	4,80*	1,16	0,78	1,7*	1,03	1,7*	0,66*	1,87	1,62	0,48	0,89
	1954– 1987	1,79	2,13	1,56	2,39*	1,3	0,93	1,29	1,28	1,17	1,3	1,68	1,92	0,49	0,80

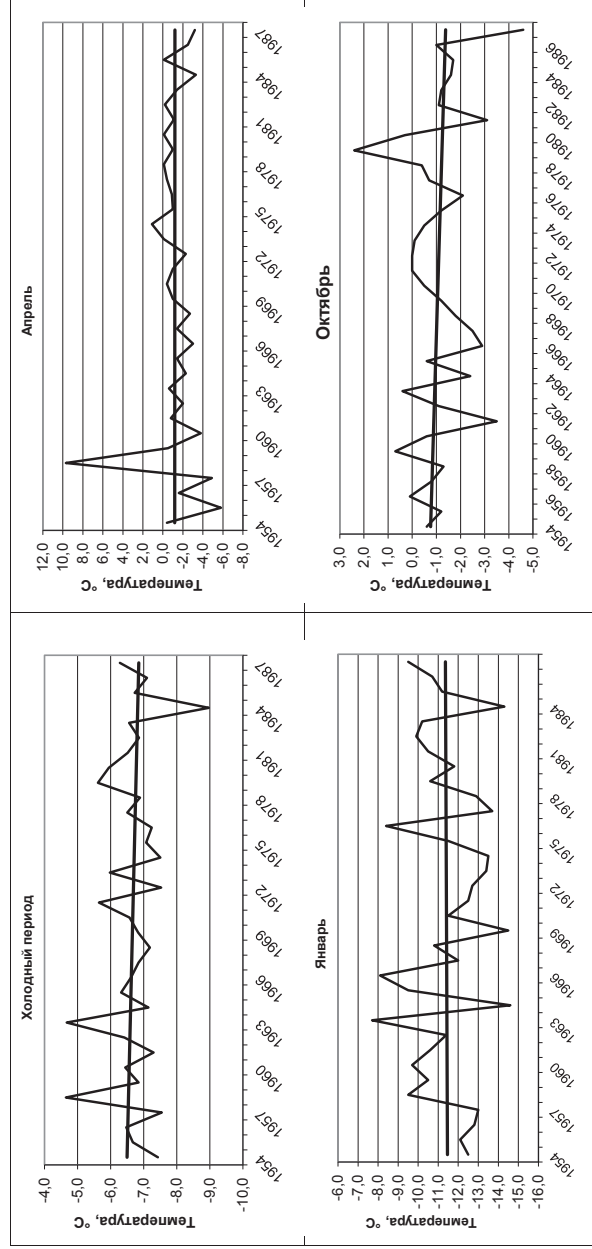
Приложение 9



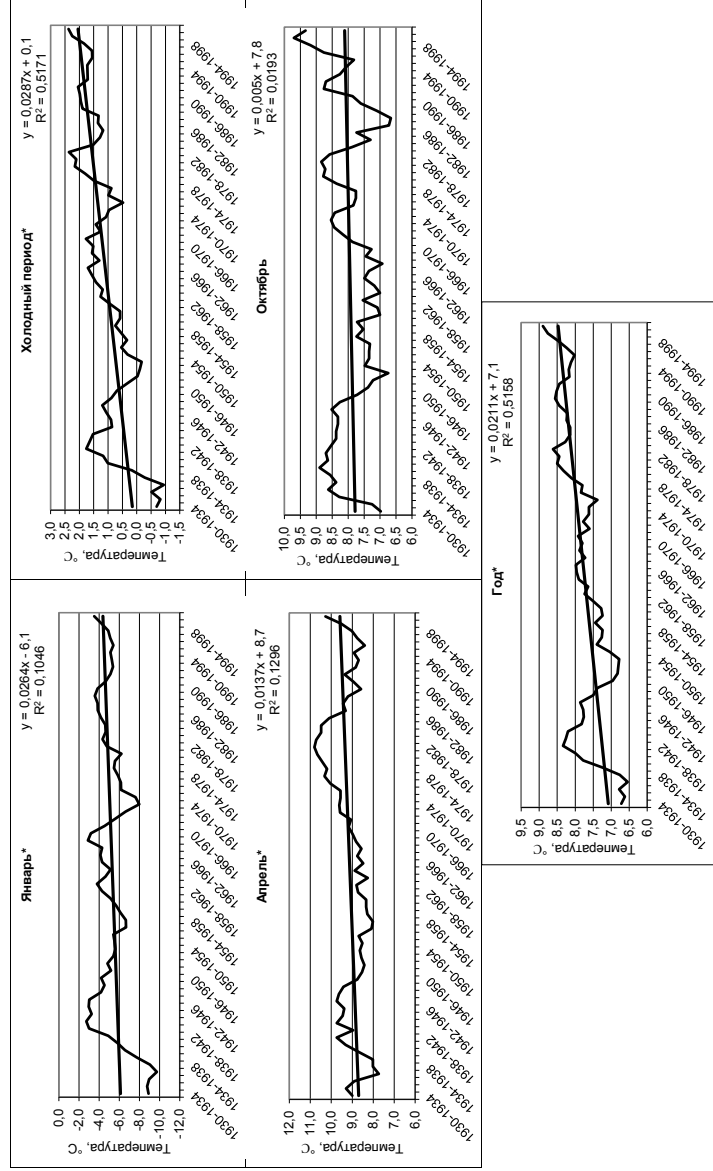
Временной ход температуры воздуха с линией тренда за холодный период и по центральному месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Талас (* – отмечен значимый тренд)



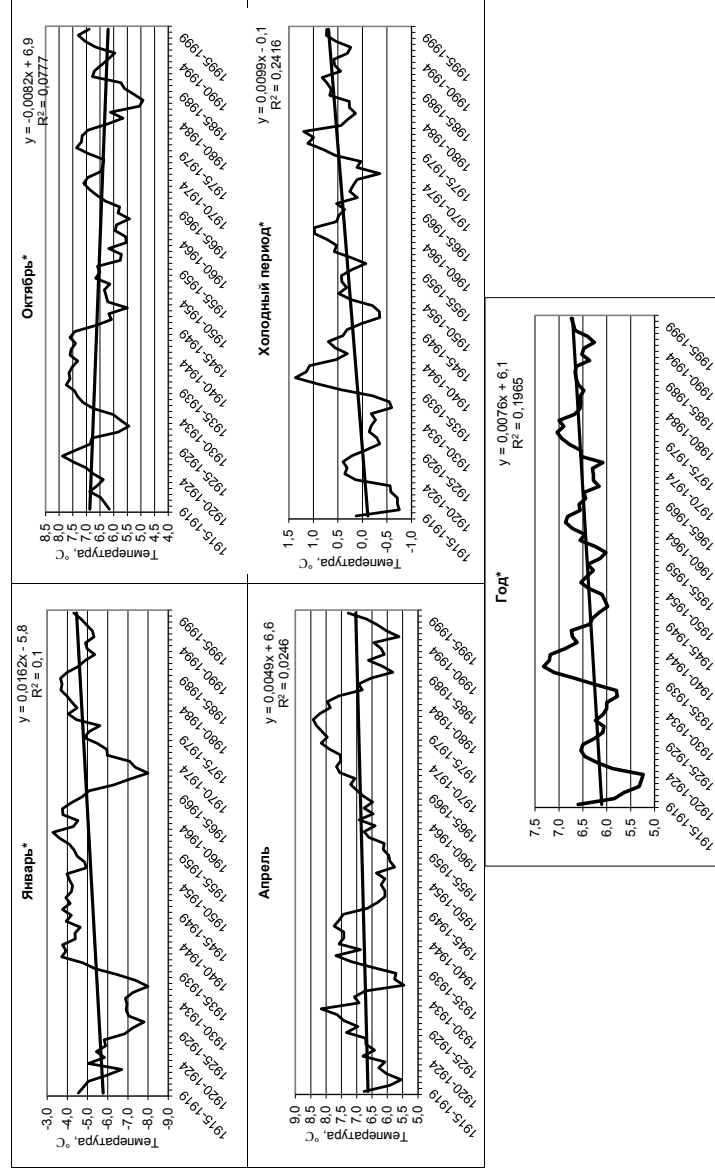
Временной ход температуры воздуха с линией тренда за холодный период и по центральному месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Байтык (* – отмечен значимый тренд)



Временной ход температуры воздуха с линией тренда за холодный период и по центральному месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Тюя-Ашуу северная

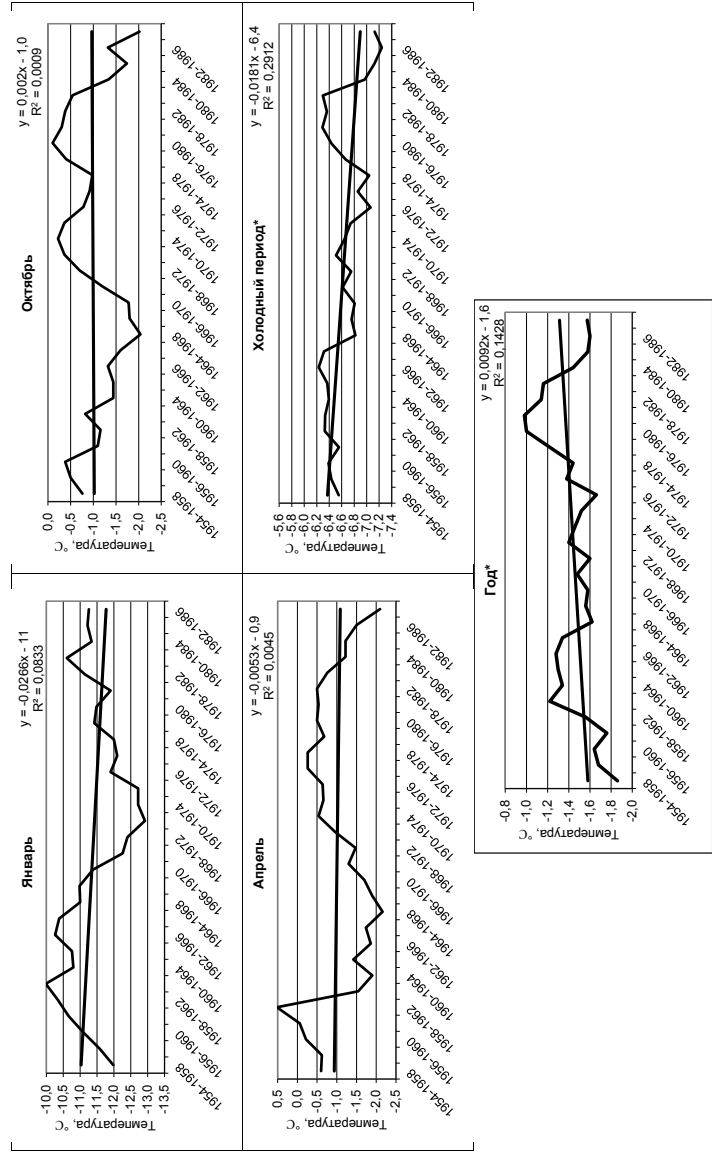


Временной ход 5-летней средней температуры воздуха с линией тренда за год, холодный период и по центральным месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Талас (* – отмечен значимый тренд)



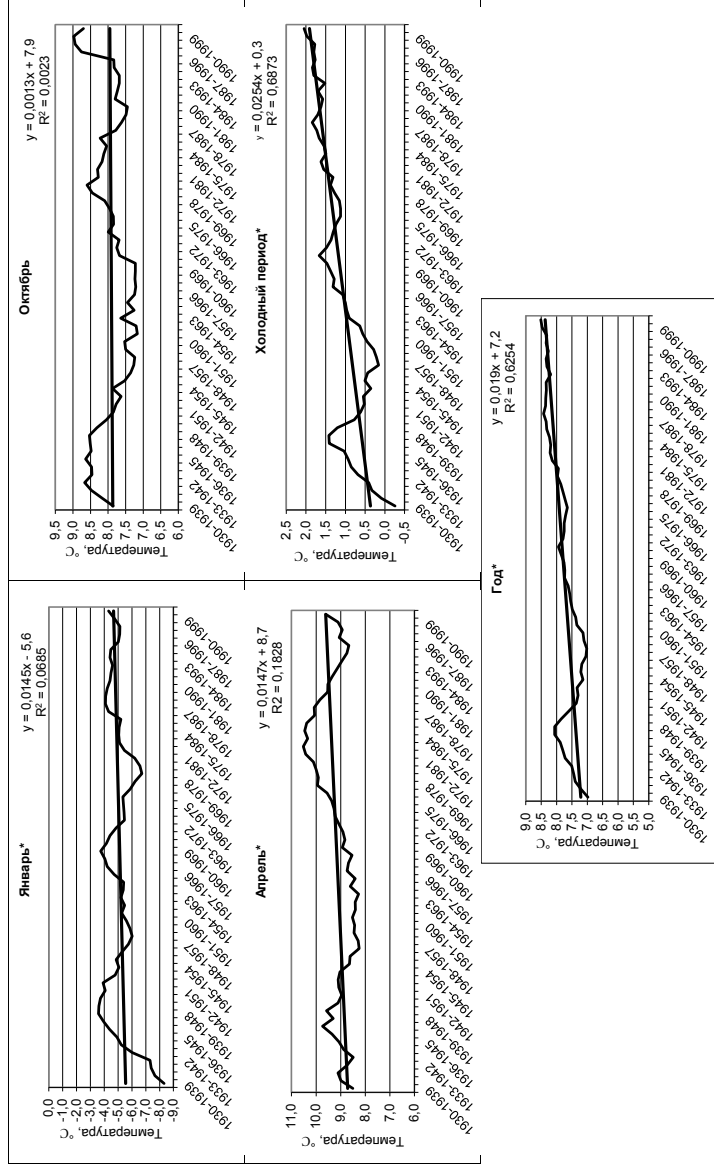
Временной ход 5-летней средней температуры воздуха с линией тренда за год, холодный период и по центральным месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Байтык (* – отмечен значимый тренд)

Продолжение приложения 10



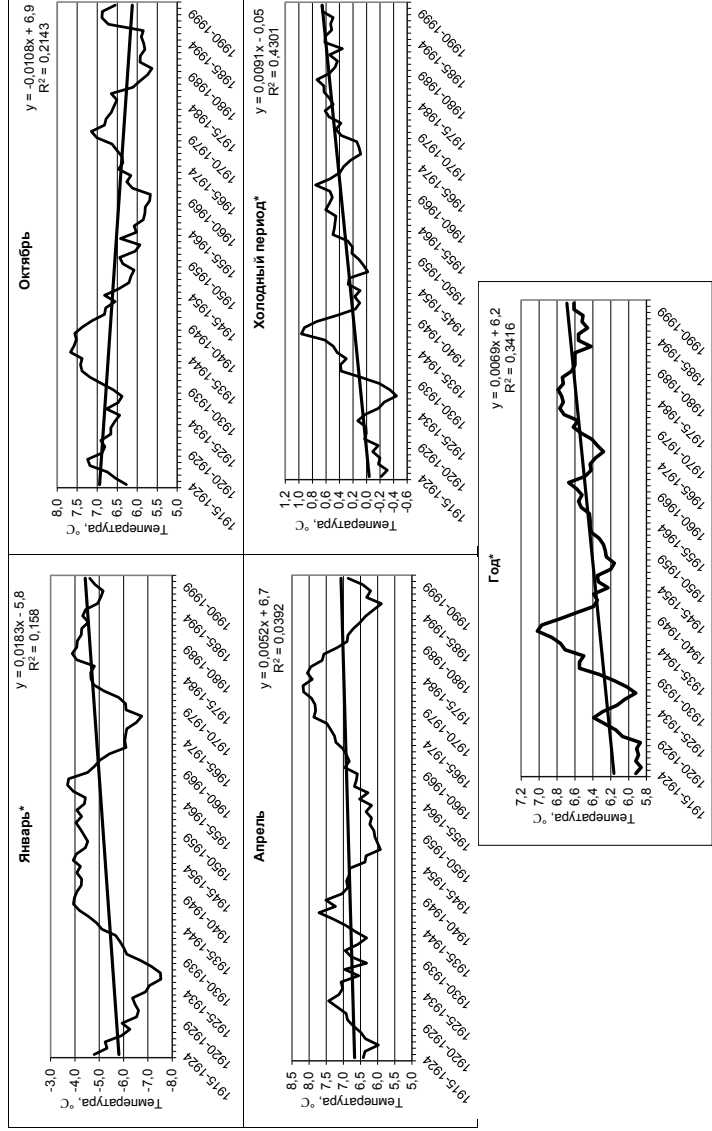
Временной ход 5-летней средней температуры воздуха с линией тренда за год, холодный период и по центральным месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Тюя-Ашуу северная (* – отмечен значимый тренд)

Приложение 11



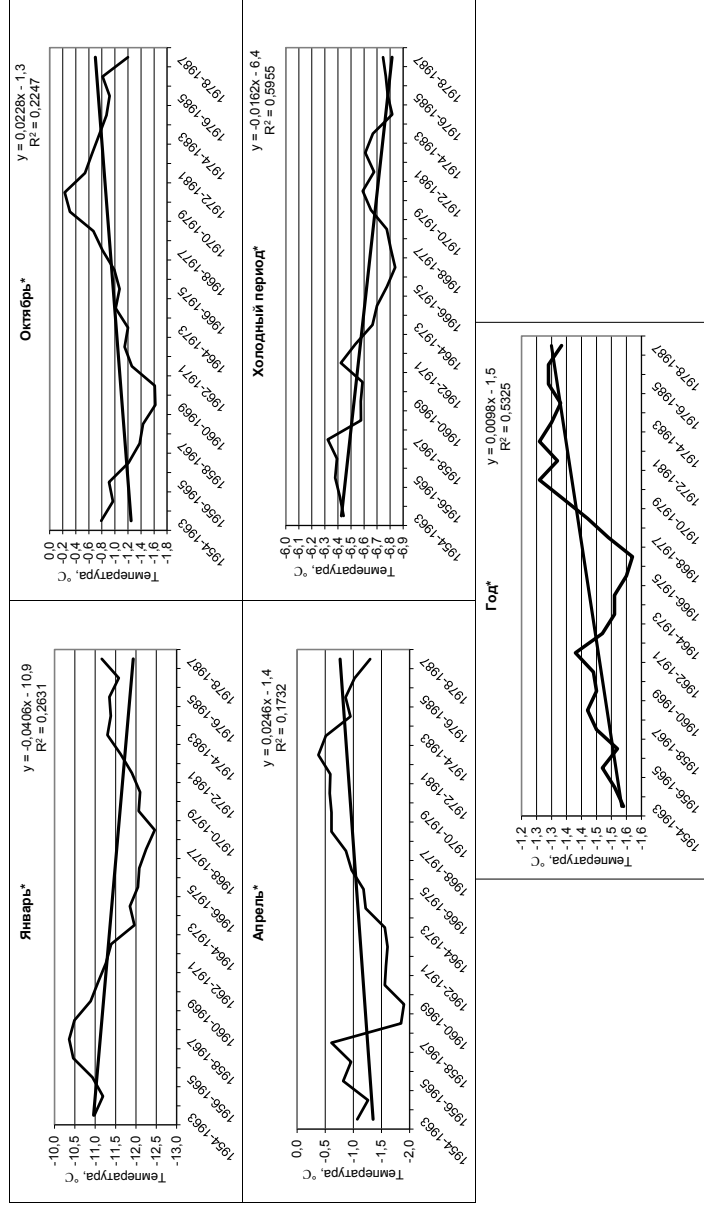
Временной ход 10-летней средней температуры воздуха с линией тренда за год, холодный период и по центральным месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Талас (* – отмечен значимый тренд)

Продолжение приложения 11



Временной ход 10-летней средней температуры воздуха с линией тренда за год, холодный период и по центральному месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Байтык (* – отмечен значимый тренд)

Продолжение приложения 11



Временной ход 10-летней средней температуры воздуха с линией тренда за год, холодный период и по центральным месяцам сезонов за весь период наблюдений по МС Тюя-Ашуу северная (* – отмечен значимый тренд)

Приложение 12

Характеристики основных максимумов и минимумов на кривых временного хода 5-летних скользящих средних температур по метеостанциям различных зон (* – условные экстремумы)

Сезон (месяц)	Вид экстремума	№1		№2		№3		№4	
		Годы	T, °C	Годы	T, °C	Годы	T, °C	Годы	T, °C
Бишкек (756 м, Чуйская долина)									
Год	Максимум	1937-1941	11,1	1961-1965	10,8	1996-2000	11,4*		
	Минимум	1931-1935	9,6	1948-1952	9,5	1968-1972	10,0		
Холодный период	Максимум	1938-1942	3,9	1961-1965	3,7	1979-1983	4,3	1996-2000	4,1*
	Минимум	1931-1935	1,8	1950-1954	1,6	1972-1976	2,3	1982-1986	3,1
Январь	Максимум	1938-1942	-2,7	1959-1963	-2,2	1985-1989	-1,9	1996-2000	-2,4*
	Минимум	1933-1937	-7,8	1953-1957	-5,7	1969-1973	-7,0	1992-1996	-3,5
Апрель	Максимум	1929-1933	13,2	1943-1947	12,4	1978-1982	13,2	1996-2000	12,8*
	Минимум	1933-1937	10,6	1954-1958	10,7	1986-1990	11,2		
Октябрь	Максимум	1936-1940	11,9	1970-1974	11,5	1995-1999	12,3		
	Минимум	1929-1933	9,2	1949-1953	9,3	1983-1987	9,2		
Талас (1217 м, Таласская долина)									
Год	Максимум	1938-1942	8,3	1962-1966	8,0	1979-1983	8,6	1996-2000	8,9*
	Минимум	1933-1937	6,5	1948-1952	6,8	1972-1976	7,4	1992-1996	8,0

Продолжение приложения 12

Сезон (месяц)	Вид экстремума	№1		№2		№3		№4	
		Годы	T, °C	Годы	T, °C	Годы	T, °C	Годы	T, °C
Холодный период	Максимум	1938-1942	1,8	1967-1971	1,8	1979-1983	2,4	1996-2000	2,4*
	Минимум	1933-1937	-0,9	1950-1954	-0,2	1972-1976	0,5	1992-1996	1,5
Январь	Максимум	1940-1944	-2,7	1965-1969	-2,9	1985-1989	-3,6	1996-2000	-3,5*
	Минимум	1933-1937	-9,7	1953-1957	-6,7	1970-1974	-8,0	1989-1993	-5,4
Апрель	Максимум	1938-1942	9,7	1978-1982	10,8	1996-2000	10,3		
	Минимум	1933-1937	7,7	1954-1958	8,0	1992-1996	8,4		
Октябрь	Максимум	1936-1940	8,9	1976-1980	8,8	1995-1999	9,7		
	Минимум	1930-1934	7,0	1949-1953	6,7	1983-1987	6,7		
Байтык (1579 м, Чуйская долина)									
Год	Максимум	1923-1927	6,5	1938-1942	7,3	1977-1981	7,0	1996-2000	6,7*
	Минимум	1918-1922	5,3	1933-1937	5,8	1948-1952	6,0	1992-1996	6,3
Холодный период	Максимум	1924-1928	0,4	1938-1942	1,4	1962-1966	1,0	1979-1983	1,2
	Минимум	1916-1920	-0,8	1933-1937	-0,6	1948-1952	-0,4	1972-1976	-0,4
Январь	Максимум	1915-1919	-4,5	1959-1963	-3,3	1983-1987	-3,7		
	Минимум	1933-1937	-8,0	1969-1973	-8,0	1989-1993	-5,4		

Сезон (месяц)	Вид экстремума	№1		№2		№3		№4	
		Годы	T, °C	Годы	T, °C	Годы	T, °C	Годы	T, °C
Апрель	Максимум	1929-1933	8,2	1938-1942	7,7	1978-1982	8,4		
	Минимум	1917-1921	5,5	1933-1937	5,5	1953-1957	5,8	1992-1996	5,6
Октябрь	Максимум	1924-1928	7,9	1936-1940	7,7	1976-1980	7,4	1995-1999	7,3
	Минимум	1929-1933	5,4	1964-1968	5,4	1984-1988	4,9		
Тюя-Ашуу северная (3071 м, Чуйская долина)									
Год	Максимум	1959-1963	-1,2	1976-1980	-1,0				
	Минимум	1954-1958	-1,8	1972-1976	-1,7	1981-1985	-1,6		
Холодный период	Максимум	1962-1966	-6,2	1977-1981	-6,3				
	Минимум	1954-1958	-6,6	1972-1976	-7,1	1982-1986	-7,2		
Январь	Максимум	1959-1963	-10,0	1979-1983	-10,6				
	Минимум	1954-1958	-12,0	1969-1973	-12,9				
Апрель	Максимум	1958-1962	0,5	1973-1977	-0,3				
	Минимум	1964-1968	-2,2	1983-1987	-2,1*				
Октябрь	Максимум	1956-1960	-0,4	1976-1980	-0,1				
	Минимум	1964-1968	-2,0	1983-1987	-2,0*				

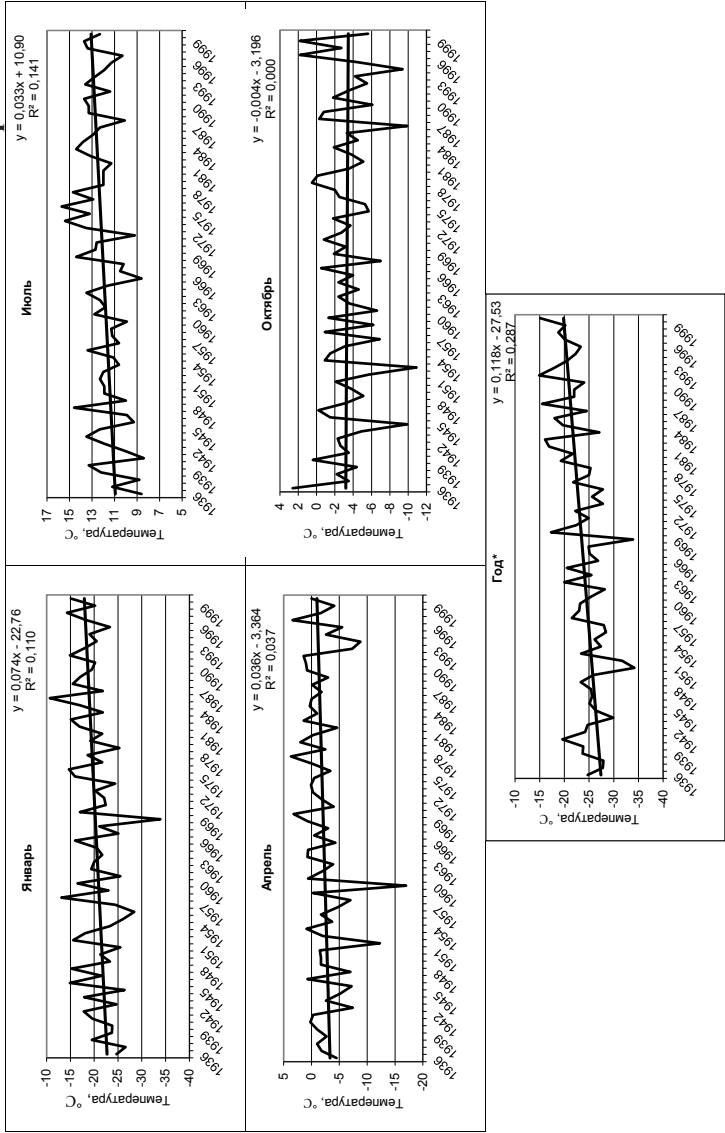
Приложение 13

Среднее число дней с температурой воздуха выше (ниже)
заданных значений и равной им по метеостанциям ССЗК [60]

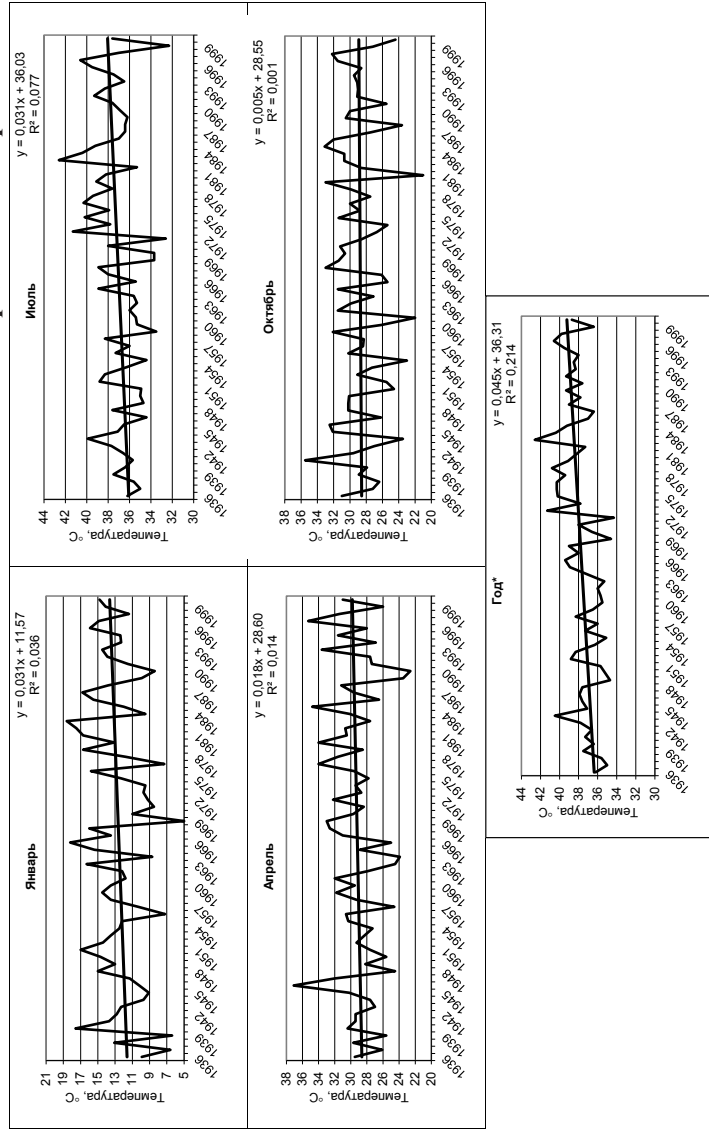
Станция, м	Температура воздуха, °C	I	IV	X	Год
Бишкек, 756	≤-35				0,02
	≤-30	0,07			0,3
	≤-25	0,4			1,3
	≤-20	1,5			4,9
	≥20		8,0	8,2	54,6
	≥25		2,4	3,2	61,1
	≥30		2,0	0,3	44,1
	≥35		0,02		5,4
Талас, 1217	≤-35	0,02			0,1
	≤-30	0,1			0,3
	≤-25	0,9			2,3
	≤-20	3,2	0,02		7,7
	≥20		5,8	6,6	64,6
	≥25		2,0	1,9	67,5
	≥30		0,08	0,04	15,4
	≥35				0,5
Ново- россий- ка, 1530	≤-30	0,06			0,2
	≤-25	0,7			2,2
	≤-20	5,2	0,01	0,01	12,0
	≥20		4,3	5,5	71,2
	≥25		0,7	0,8	48,5
	≥30		0,01	0,01	6,1
	≥35				0,1

Станция, м	Температура воздуха, °С	I	IV	X	Год
Чон-Арык, 1110	≤-25	0,1			0,3
	≤-20	0,7			2,4
	≥20	0,01	4,5	5,1	59,5
	≥25		0,9	0,9	58,8
	≥30		0,04	0,02	15,7
	≥35				0,6
Байтык, 1579	≤-30	0,03			0,04
	≤-25	0,05			0,2
	≤-20	0,7			1,9
	≥20		2,2	2,4	66,2
	≥25		0,2	0,1	24,8
	≥30		0,02		2,0
Тюя-Ашуу северная, 3071	≤-30				0,06
	≤-25	0,6			1,1
	≤-20	3,5	0,2	0,07	8,4
	≥25				1,6
					0,01

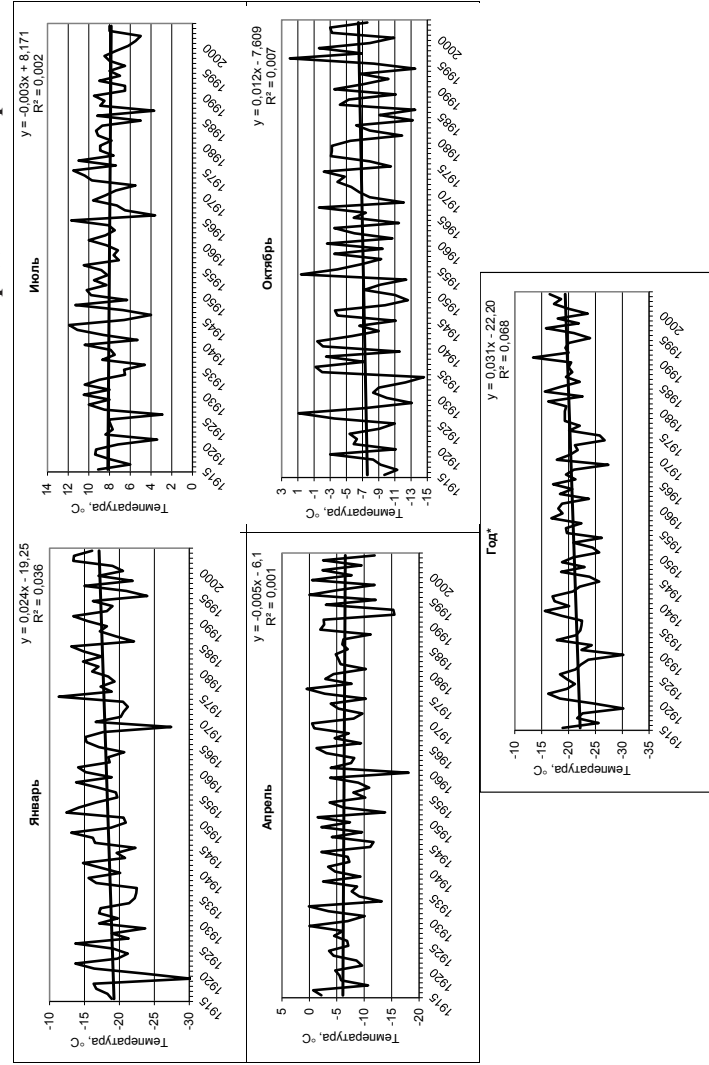
Приложение 14



Временной ход минимальной температуры воздуха с линией тренда по центральным месяцам сезонов и за год за 1936–2000 гг. по МС Токмок (* – отмечен значимый тренд)

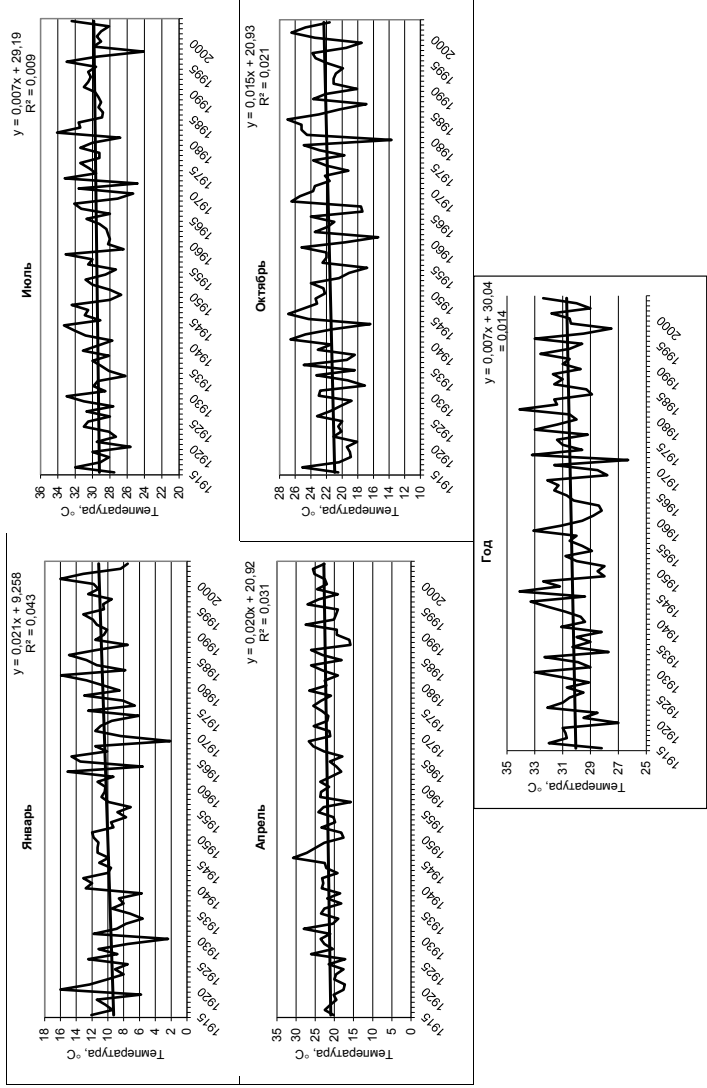


Временной ход максимальной температуры воздуха с линией тренда по центральным месяцам сезонов и за год за 1936–2000 гг. по МС Токмок (* – отмечен значимый тренд)



Временной ход минимальной температуры воздуха с линией тренда по центральным месяцам сезонов и за год за 1915–2005 гг. по МС Байтык (* – отмечен значимый тренд)

Продолжение приложения 14



Временной ход максимальной температуры воздуха с линией тренда по центральным месяцам сезонов и за год за 1915–2005 гг. по МС Байтык (* – отмечен значимый тренд)

Приложение 15

Рассчитанные значения параметров отопительного сезона по метеостанциям ССЗК на период 2050 г. (сценарий IS92c)

Станция	z, м	Сдвиг, дни		Даты начала, конца и продолжительность				Климатические нормы температур, °С					
		Осень	Весна	$\tau_{н}$	$\tau_{к}$	$\Delta\tau$, дни	$t_{\Delta\tau}$	t_x	$t_5(0,92)$	$t_5(0,98)$	$t_1(0,92)$	$t_1(0,98)$	$t_1(0,98)$
Чуйская	596	7	6	24.10	24.03	149	-1,5	-11	-24	-27	-27	-27	-28
Константиновская	645						0,6	-3	-17	-19	-20	-20	-21
Беловодское	726	6	6	01.11	28.03	145	0,7	-7	-17	-19	-20	-20	-21
Канг	740						1,2	-7	-15	-17	-18	-18	-20
Фрунзе	756	6	6	03.11	24.03	142	0,8	-7	-17	-19	-20	-20	-21
Калининское	770	7	6	31.10	30.03	151	0,6	-3	-17	-19	-20	-20	-21
Токмак	817	7	7	24.10	24.03	152	1,5	-6	-14	-16	-17	-17	-19
Фрунзе АМСГ	823	7	8	01.11	23.03	143	1,4	-6	-15	-16	-18	-18	-19
Кировское	858	6	8	22.10	30.03	160	-0,3	-9	-20	-22	-23	-23	-24
Юрьевка	1028	5	7	24.10	01.04	150	1,7	-6	-14	-15	-17	-17	-18
Чон-Арык	1110	8	8	25.10	01.04	157	1,7	-6	-14	-15	-17	-17	-18
Ленинполь	1187						0	-9	-19	-21	-22	-22	-23
Талас	1216	7	8	20.10	04.04	167	0,7	-7	-17	-19	-20	-20	-21
Норус	1480						1,3	-6	-15	-17	-18	-18	-19
Байтык	1530						1,1	-7	-16	-17	-19	-19	-20
Новороссийка	1530	7	9	11.10	14.04	187	-1,1	-11	-18	-19	-20	-20	-22

Продолжение приложения 15

Арасан	1800							1,5	-6	-10	-11	-13	-14
Ак-Таш	2100							0,3	-8	-14	-15	-16	-18
Ак-Су	2430							0,5	-8	-13	-14	-16	-17
Ала-Арча	2945							-0,7	-10	-17	-18	-19	-20
Тюя-Ашуу сев.	3071							-1,2	-11	-18	-20	-21	-22
Тюя-Ашуу юж.	3225							-2,4	-13	-22	-24	-24	-25

Продолжение приложения 15

Рассчитанные значения параметров отопительного сезона
по метеостанциям ССЗК на период 2100 г. (сценарий IS92a)

Станция	z, м	Сдвиг, день		Даты начала, конца и продолжительность				Климатические нормы температур, °С							
		Осень	Весна	τ_n	τ_k	$\Delta\tau$, дни	$t_{\Delta\tau}$	t_x	$t_5(0,92)$	$t_5(0,98)$	$t_1(0,92)$	$t_1(0,98)$			
Чуйская	596	15	13	01.11	17.03	134	0,6	-9	-17	-19	-20	-21			
Константиновская	645						2,7	-1	-10	-12	-13	-14			
Беловодское	726	14	14	09.11	20.03	129	2,8	-5	-10	-11	-13	-14			
Кант	740						3,3	-5	-9	-10	-12	-13			
Фрунзе	756	13	14	10.11	16.03	127	2,9	-5	-10	-11	-13	-14			
Калининское	770	15	14	08.11	22.03	134	2,7	-1	-10	-12	-13	-14			
Токмак	817	15	15	01.11	16.03	136	3,6	-4	-8	-9	-11	-12			
Фрунзе АМСГ	823	17	17	12.11	14.03	124	3,5	-4	-8	-9	-11	-12			
Кировское	858	14	17	30.10	21.03	142	1,8	-7	-13	-15	-16	-17			
Юрьевка	1028	11	17	30.10	21.03	135	3,8	-4	-7	-8	-10	-11			
Чон-Арык	1110	17	18	03.11	21.03	137	3,8	-4	-7	-8	-10	-11			
Ленинполь	1187						2,1	-7	-12	-14	-15	-16			
Талас	1216	17	17	30.10	26.03	148	2,8	-5	-10	-11	-13	-14			
Норус	1480						3,4	-4	-8	-9	-11	-12			
Байтык	1530						3,2	-5	-9	-10	-12	-13			

Продолжение приложения 15

Новоросийка	1530	15	19	19.10	04.04	168	1,0	-9	-12	-13	-14	-15
Арасан	1800						3,6	-4	-4	-4	-7	-8
Ак-Таш	2100						2,4	-6	-8	-8	-10	-11
Ак-Су	2430						2,6	-6	-7	-8	-10	-11
Ала-Арча	2945						1,4	-8	-11	-11	-13	-14
Тюя-Ашуу сев.	3071						0,9	-9	-12	-13	-15	-16
Тюя-Ашуу юж.	3225						-0,3	-11	-15	-17	-18	-19

Продолжение приложения 15

Рассчитанные значения параметров отопительного сезона
по метеостанциям ССЗК на период 2100 г. (сценарий IS92c)

Станция	z, м	Сдвиг, день		Даты начала, конца и продолжительность				Климатические нормы температур, °С					
		Осень	Весна	τ _н	τ _к	Δτ, дни	t _{Δτ}	t _х	t ₅ (0,92)	t ₅ (0,98)	t ₁ (0,92)	t ₁ (0,98)	
Чуйская	596	10	9	27.10	21.03	143	-0,6	-10	-21	-23	-24	-25	
Константиновская	645						1,5	-2	-14	-16	-17	-18	
Беловодское	726	10	10	05.11	24.03	138	1,6	-6	-14	-16	-17	-18	
Кант	740						2,1	-6	-12	-14	-15	-16	
Фрунзе	756	9	9	06.11	21.03	136	1,7	-6	-14	-15	-17	-18	
Калининское	770	10	10	03.11	26.03	144	1,5	-2	-14	-16	-17	-18	
Токмак	817	10	10	27.10	21.03	145	2,4	-5	-11	-13	-14	-15	
Фрунзе АМСГ	823	11	12	05.11	19.03	135	2,3	-5	-12	-13	-15	-16	
Кировское	858	10	12	26.10	26.03	152	0,6	-8	-17	-19	-20	-21	
Юрьевка	1028	8	11	27.10	27.03	144	2,6	-5	-11	-12	-14	-15	
Чон-Арык	1110	12	12	29.10	27.03	149	2,6	-5	-11	-12	-14	-15	
Ленинполь	1187						0,9	-8	-16	-18	-19	-20	
Талас	1216	11	12	24.10	31.03	159	1,6	-6	-14	-16	-17	-18	
Норус	1480						2,2	-5	-12	-14	-15	-16	
Байтык	1530						2,0	-6	-13	-14	-16	-17	

Новороссийка	1530	10	13	14.10	10.04	179	-0,2	-10	-15	-17	-18	-19
Арасан	1800						2,4	-5	-8	-8	-10	-11
Ак-Таш	2100						1,2	-7	-11	-12	-14	-15
Ак-Су	2430						1,4	-7	-11	-11	-13	-14
Ала-Арча	2945						0,2	-9	-14	-15	-17	-18
Тюя-Ашуу сев.	3071						-0,3	-10	-15	-17	-18	-19
Тюя-Ашуу юж.	3225						-1,5	-12	-19	-21	-22	-23

Марина Владимировна Перова
Олег Андреевич Подрезов

РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА
В ХОЛОДНОЕ ПОЛУГОДИЕ
И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ
ОТОПИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА
НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО,
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КЫРГЫЗСТАНА

Редактор *Л.М. Стрельникова*
Компьютерная верстка *А.Ш. Мельниковой*

Подписано в печать 16.06.2013
Формат 60×84 1/16. Печать офсетная.
Тираж 100 экз. Объем 11,5 п.л. Заказ 89

Издательство КРСУ
720000, г. Бишкек, ул. Киевская, 44

Отпечатано в типографии КРСУ
720048, г. Бишкек, ул. Горького, 2