

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06
-78

Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 91

ВОПРОСЫ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОЙ
КЛИМАТОЛОГИИ

Под редакцией
д-ра геогр. наук
И. А. ГОЛЬЦБЕРГ

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД. • 1960

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит ряд статей, посвященных особенностям микроклимата холмистого рельефа: радиационному и термическому режиму склонов, изменению суточной амплитуды температуры воздуха, влиянию ее на термопериодизм, продолжительность заморозков в условиях изрезанного рельефа.

В сборнике изложена методика проведения наблюдений, необходимых для микроклиматического изучения территорий, над температурой пахотного слоя почвы, температурой листа, по определению минимальной температуры над поверхностью почвы.

Освещены также вопросы географического распределения числа дней с заморозками, суточной амплитуды температуры воздуха в СССР и режима метелей в степных и лесостепных районах СССР.

Сборник рассчитан на широкий круг специалистов — климатологов и агрометеорологов, а также работников сельскохозяйственного производства и студентов гидрометеорологических и сельскохозяйственных вузов.

ОСОБЕННОСТИ МИКРОКЛИМАТА ПАХОТНЫХ СКЛОНОВ

В статье освещаются особенности микроклимата пахотных склонов на основании материалов экспедиций ГГО, проведенных в районах Казахского мелкосопочника и Валдайской возвышенности.

На пахотных склонах, имеющих небольшую крутизну (менее 10°), днем влияние экспозиции на термический режим наиболее существенно проявляется непосредственно у поверхности почвы, при удалении от нее различия сглаживаются вследствие хорошего в дневное время турбулентного перемешивания. Эти различия более выражены весной и осенью при низком стоянии солнца.

Наиболее значительные микроклиматические различия на пересеченной местности возникают ночью. Основное значение в формировании их приобретает сток воздушных масс по склонам.

На пересеченной местности микроклиматические и почвенные условия, имеющие существенное значение для развития растительности, весьма различны. На значительное изменение микроклимата в разных формах рельефа первый обратил внимание А. И. Воейков [2], отметив еще в 1881 г., что суточные амплитуды температуры в долинах и котловинах больше, чем на вершинах холмов. В. Р. Вильямс [1], рассматривая основные факторы жизни растений, подчеркивал существенное значение рельефа в распределении почвенной влаги. Положительные формы рельефа (вершины холмов, верхние части склонов) характеризуются недостаточным увлажнением, а отрицательные (долины, низины), наоборот, избыточным. Вместе с тем верхние части холмов часто отличаются менее плодородными почвами, чем их нижние части и низины, в которых микроклиматические условия менее благоприятны. Особенности микроклимата и почвы отражаются на распределении растительности, которая в зависимости от форм рельефа часто оказывается различной.

При размещении сельскохозяйственных культур на территории отдельного хозяйства необходимо хорошо знать местные особенности в распределении почв и микроклимата, так как только учитывая их можно дифференцированно применять соответствующие агротехнические мероприятия, чтобы наиболее рационально и полно использовать земельные угодья и получать высокие и устойчивые урожаи.

Для получения количественных характеристик микроклимата необходимо проведение специальных наблюдений в отдельных районах. Имеющиеся материалы по микроклимату холмистого рельефа крайне ограничены и разрозненны. В последнее время эти материалы несколько пополнены в результате проведения специальных экспедиционных исследований ГГО по изучению микроклимата пахотных склонов в районе Казахского мелкосопочника (Кокчетавская область Казахской ССР, 1955 и 1956 гг.) и Валдайской возвышенности (Новгородская область РСФСР, 1958 г.),

На основании этих данных в настоящей статье рассматриваются основные закономерности формирования и изменения микроклимата с целью получения количественных показателей и оценки влияния их на развитие и произрастание сельскохозяйственных культур.

Микроклиматические особенности в пересеченной местности возникают главным образом вследствие неодинакового притока солнечной радиации к склонам различной экспозиции и крутизны, особенностей стока и подъема воздушных масс по склонам, различной влажности почвы в отдельных частях рельефа.

Микроклиматические различия между отдельными формами рельефа меняются в течение суток: днем они, как будет показано ниже, меньше, ночью больше. Днем особенности микроклимата в пересеченном рельефе возникают главным образом вследствие неодинакового притока солнечной радиации к склонам, отличающимся по экспозиции и крутизне, и различного расхода тепла на испарение в результате неравномерного распределения влажности почвы по элементам рельефа и изменения режима ветра. Ночью же основное значение в формировании микроклиматических различий приобретает сток воздушных масс по склонам, прочие факторы (излучение растительности, влажность почвы) имеют подчиненное значение. В связи с этим целесообразно осветить микроклиматические особенности холмистого рельефа для дневного и ночного времени.

Количество солнечного тепла, поступающего на склоны разной экспозиции и крутизны, неодинаково. На пахотных склонах, которые обычно имеют крутизну менее 10° , южные склоны, например, на широте 60° в малооблачные дни получают прямой солнечной радиации в середине апреля на 10—15% больше, а северные склоны на 15—20% меньше ровного места, тогда как в середине лета южные склоны получают лишь на 1—3% больше, а северные склоны — на 8—10% меньше, чем ровное место. С уменьшением широты местности эти различия сглаживаются.

Влажность почвы в разных формах рельефа также существенно меняется. Почва северных склонов в течение всего вегетационного периода более влажная, чем южных. Количественное соотношение запасов влаги в почве в слое 0—60 см в отдельных формах рельефа по сравнению с равниной в районе Казахского мелкосопочника (на пастбищных участках за период май—август 1956 г.) выражается следующими величинами: вершина сопки (высотой 100 м) — 0,4, верхняя часть южного склона — 0,5, северного — 0,7, середина пологого южного склона — 0,9, пойма ручья — 1,4 [9].

Подобное же соотношение в запасах влаги наблюдалось в середине лета и на полях, засеянных яровыми культурами, в то время как весной влажность почвы была почти одинаковой. Близкие значения получены В. П. Мосоловым [10] в Татарской АССР (0,7 для средней части склона крутизной 2°).

Малые запасы влаги в почве на вершинах холмов и южных склонах в степных районах, особенно в годы, бедные осадками, способствуют выгоранию пастбищной растительности. Наоборот, пониженные участки рельефа, особенно в районах с избыточным увлажнением, заболачиваются.

Влажность почвы существенно зависит от агротехники и возделываемой культуры. Например, по исследованию М. С. Кулика и С. Б. Мосстинской [6] в засушливой зоне Европейской части СССР ползащитные лесные полосы в сочетании с передовыми агротехническими приемами на структурных почвах могут повысить запасы продуктивной влаги

в метровом слое (под яровыми культурами) на 60—100 мм. Такие изменения приближают условия степи к условиям лесостепной зоны.

В холмистой местности с относительными разностями высот между повышениями и понижениями рельефа, не превышающими 100—150 м, как показали исследования на Валдайской возвышенности и в Казахском мелкосопочнике, днем в основном проявляется лишь механическое (динамическое) воздействие рельефа на воздушный поток, которое выражается в изменении направления и скорости основного потока. При этом выяснилось, что влияние препятствия на ветер меняется в зависимости от скорости основного потока. При слабых ветрах (менее 2 м/сек.) в случаях, когда склон является наветренным, скорость ветра возрастает от подножия к вершине на 30—35%, при более сильных ветрах (более 4 м/сек.) нарастание значительно замедляется и составляет всего 5%. В случаях, когда склон оказывается подветренным, при малых скоростях основного потока в самой верхней части склона, скорость ветра примерно на 20% больше, чем у подножия, а при более сильных ветрах (более 4 м/сек.) на вершине скорость ветра оказывается на 20% меньше, чем у подножия. Усиление скорости ветра у подножия в последнем случае вызвано обтеканием с боковых сторон холма, интенсивность которого растет с ростом скорости. Скорость ветра в средней части склона мало отличается (в пределах 10%) от скорости на ровном месте.

В случае если исследуемый участок расположен среди селения или в саду, наблюдается дополнительное ослабление скорости ветра, по исследованиям С. А. Сапожниковой, на 20—30% [12].

Механическое влияние рельефа на ветер имеет большое значение в жизни растений. Растения на склонах находятся в худших условиях увлажнения, поэтому ослабление скорости ветра, которое приводит к уменьшению расхода влаги на испарение, является положительным фактором. Кроме того, ослабление ветра уменьшает вредное влияние холодной адвекции на растения, уменьшая охлаждение их тканей.

Неодинаковое поступление солнечного тепла на разные формы рельефа и неодинаковый расход его на испарение вследствие различия влажности почвы и густоты травостоя, а также изменение скорости ветра приводят к неодинаковому нагреву почвы и воздуха отдельных частей рельефа.

Днем влияние экспозиции склона на температуру наиболее существенно проявляется непосредственно у поверхности почвы, при удалении от нее различия сглаживаются вследствие хорошего в дневное время турбулентного перемешивания воздуха. Так же быстро уменьшаются с глубиной разности температуры почвы различно ориентированных склонов.

В Казахском мелкосопочнике [9] в малооблачные летние дни температура почвы на оподенной площадке в средней части пологого южного склона (уклон 4°) была выше, чем на ровном месте у его подножия: на поверхности в среднем на 5° (в отдельные дни на 8°), на глубине 5 см на 2°, на глубине 20 см на 0,5°. На этом же склоне, но на поле, засеянном овсом, разности были больше (5° на глубине 5 см и 2° на глубине 20 см) вследствие относительно более низкой температуры у подножия склона, где более развитый травостой сильнее, чем в середине склона, затенял почву и больше испарял.

В этих же условиях различия температуры воздуха на полях с овсом на высоте 20 см над почвой составляли около 0,5°. Относительная влажность воздуха на склоне была примерно на 3% ниже, чем у его подножия. На высоте 150 см температура и влажность воздуха в середине

южного склона и на ровном месте у его подножия практически не различались.

В пасмурные дни различия в нагреве отдельных частей рельефа незначительны.

На вершине сопки высотой 100 м днем в ясную погоду температура почвы была ниже, чем у ее подножия, на оголенной площадке на $2,5^{\circ}$ на глубине 5 см и на $1,0^{\circ}$ на глубине 20 см. Различие температуры воздуха в слое 20—150 см составляло $1—1,5^{\circ}$, при холодной адвекции понижение температуры воздуха на вершине и наветренной верхней части склона достигало $1,5—2,0^{\circ}$.

В засушливые годы при низкой влажности почвы различия в температуре почвы и воздуха и влажности воздуха сглаживаются вдоль всего склона.

Наиболее значительны разности температур между склонами южной и северной экспозиции. Так, например, в Татарской АССР разности температуры пологих (крутизна $3—5^{\circ}$) южного и северо-западного склонов в летние дни в тихую, ясную погоду составили на высоте 1 см над почвой и в почве на глубине 1 см $-6, -7^{\circ}$, на высоте 25 см -4° , а в почве на глубине 20 см -1° [10].

По исследованиям С. А. Сапожниковой в Ленинградской области [12] и Ф. Ф. Давитая в Московской области [5], влияние южной и северной экспозиции на режим температуры воздуха даже на склонах большой крутизны (более 20°) существенно проявляется лишь вблизи поверхности почвы и травостоя. Летом в ясные дни со слабыми ветрами в Московской области различие температуры на южном и северном склонах холма крутизной 35° у поверхности почвы (на высоте 2 см) достигало $6—8^{\circ}$, на высоте 15 см -4° , на высоте 50 см -2° , а на высоте 150 см было менее 1° . В Ленинградской области разности температур на склонах крутизной 20° доходили до $4—5^{\circ}$ на высоте 25 см и снижались ниже 1° на высоте 150 см.

Во всех приведенных случаях на южных склонах отмечалось заметное превышение температуры вблизи поверхности почвы, которое может иметь существенное значение для развития растительности, особенно в районах с недостаточной обеспеченностью теплом. Как отмечает Ф. Ф. Давитая, при создании дополнительной защиты от ветра (кулисных посадок, заборов, щитов), способствующей повышению температуры, можно в этих районах обеспечить наиболее благоприятные условия для произрастания сельскохозяйственных культур.

Восточные и западные склоны в отношении температур занимают промежуточное положение между северными и южными склонами. Более теплым является западный склон, так как на восточном склоне часть прямой солнечной радиации в утренние часы расходуется на испарение росы.

Как отмечалось выше, наибольшие различия в поступлении солнечной радиации на склонах различной экспозиции наблюдаются весной и осенью. Дополнительное тепло, получаемое южными склонами, имеет большое практическое значение. Весной оно способствует более раннему сходу снежного покрова и более быстрому просыханию и прогреванию почвы, что обеспечивает на южных склонах более ранний сев. Так, в районе Казахского мелкосопочника на пологих южных склонах прогревание почвы в пахотном слое до температуры 5° , когда почва становится мягкопластичной и возможно начало сева ранних яровых, происходит в среднем на 4—5 дней раньше, чем на ровных полях. В отдельные сырые, холодные весны с переувлажненными почвами разница в наступлении температуры 5° на южном склоне и ровных

полям уменьшается. Она несколько увеличивается в сухие ранние весны, когда просыхание почвы южных склонов происходит быстрее. Средняя суточная температура в верхнем слое почвы на южном склоне весной (период посев—всходы) на $0,5\text{--}1,0^\circ$ выше, чем на ровном месте. Такое же повышение температуры в верхнем горизонте почвы на юго-восточном склоне по сравнению с ровным местом наблюдалось и в Московской области [16]. На северном склоне температура в этот период была на 2° ниже, чем на юго-восточном. Более теплые почвы на юго-восточном склоне обеспечили более раннее появление всходов по сравнению с ровным местом на 2 дня, с северным склоном — на 5 дней.

В Ивановской области повышение температуры воздуха на юго-восточном склоне по сравнению с северо-западным (крутизна 20°) весной в апреле достигало $2,8^\circ$ на высоте 50 см и $2,4^\circ$ на высоте 150 см. В мае разности уже уменьшились до $1,5\text{--}1,3^\circ$.

Осенью в октябре—ноябре температура на указанных склонах была такая же, как и в мае [17]. Дополнительное тепло южных склонов осенью может быть использовано культурами с более длительным периодом вегетации:

Ночное распределение температуры в пересеченной местности, с относительной разностью высот между верхними и нижними ее частями примерно 10—100 м, но не более 150 м, в первую очередь определяется условиями излучения и стока охлажденного воздуха по склонам.

Ночью в тихую, ясную погоду вследствие радиационного излучения при малой интенсивности турбулентного перемешивания воздуха поверхность почвы и травостой сильно охлаждаются и развиваются инверсии температуры, которые являются необходимой предпосылкой для возникновения ночных склоновых ветров, так же как и разности температуры вдоль склона (вершина — подножие). На склонах, плавно переходящих в равнину, большее охлаждение у подножия склона происходит за счет ослабления турбулентного обмена. В вечерние часы интенсивность турбулентного обмена определяется скоростью ветра. На наветренных склонах скорость ветра вечером у подножия меньше, чем в верхних частях склона и на вершине, на подветренных вследствие обтекания склона воздушным потоком скорость ветра больше. В соответствии с этим инверсия температуры устанавливается у подножия наветренного склона раньше, а у подветренного одновременно или даже несколько позднее, чем на вершине и верхних частях склона. На наветренных склонах у земли сразу вечером возникают более значительные температурные различия между вершиной и подножием склона, чем на подветренных, и сток охлаждающихся воздушных масс более интенсивен. Наиболее благоприятные условия для возникновения склоновых ветров создаются на склонах, переходящих в котловину, так как вогнутые формы рельефа способствуют большому излучению и турбулентный обмен вечером в котловине всегда ослаблен.

Наглядной иллюстрацией стоковых явлений в ясную погоду является сопоставление ночной и дневной роз ветров для северного (Валдайская возвышенность), северо-западного и южного склонов (Казахский мелкосопочник) на высоте 2 м над почвой, причем выбраны случаи, когда направление преобладающего потока (см. дневную розу) примерно совпадает с экспозицией рассматриваемого склона, т. е. основной поток препятствует стеканию воздушных масс вниз по склону [9]. На северном склоне при преобладании основного воздушного потока с северной составляющей, что видно по розе за дневное время, ночью преобладает ветер южного направления, на северо-западном —

юго-восточного (рис. 1 а, в). Иногда, при недостаточно большой площади воздухообора, направление склонового ветра несколько отклоняется от характерного. Например, на южном склоне в период, когда днем преобладают ветры южных направлений, ночью часты ветры восточного направления (рис. 1 б).

Термический ветер склонов нарушает обычное распределение скорости ветра с высотой; максимальные скорости склоновых ветров обычно наблюдаются на высоте 1—2 м, поэтому ветер здесь может быть на 0,2—0,5 м/сек. сильнее, чем несколько выше. Условия, способствующие возникновению склоновых ветров, имеют место во всех районах, и в соответствии с этим склоновые ветры существуют в изрезанном рельефе на всей территории СССР, но повторяемость и интенсивность их зависят также от климатических условий и будут больше в сухих степных районах и меньше в более влажных районах.

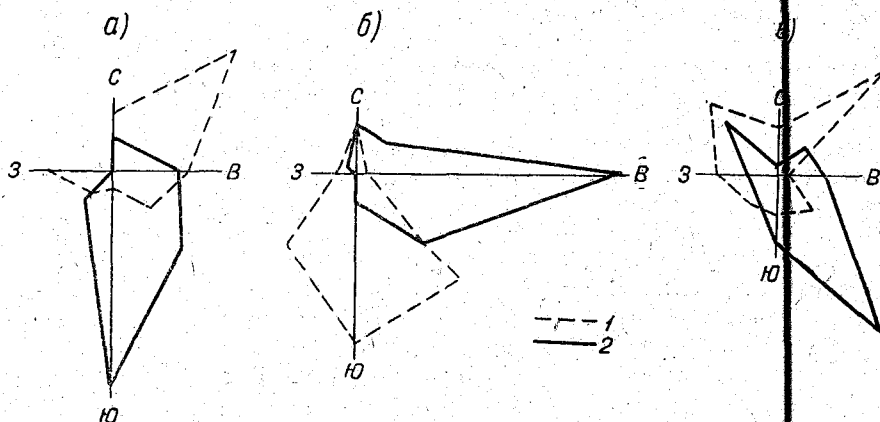


Рис. 1. Розы ветров.

а — северный склон (Валдайская возвышенность), б — южный склон (Казахский мелкосопочник), в — северо-западный склон (Казахский мелкосопочник); 1 — день, 2 — ночь.

Возникающие склоновые ветры обуславливают особенности распределения температуры в холмистом рельефе. Постоянный сток охлаждающихся воздушных масс с вершин и верхних частей склона и хороший обмен с выше лежащими слоями приводят к тому, что эти формы рельефа оказываются наиболее теплыми. Скапливающийся у подножия склонов и в низинах холодный воздух вследствие излучения еще более охлаждается и образует в этих участках рельефа так называемые «озера холода».

Мощность слоя холодного воздуха и разности температуры воздуха у верхних и нижних частей склонов зависят от формы рельефа, высоты, протяженности и его крутизны. Экспозиция склонов, за исключением случаев резко выраженной холодной адвекции, не имеет существенного значения.

Толщина слоя очень холодного воздуха в низинах при затрудненном оттоке его в ясные тихие ночи в ряде случаев достигает 10 и даже 35 м.

Существенное влияние на величину разностей температуры между отдельными частями рельефа оказывает характер погоды. Наибольшие разности температуры по склонам наблюдаются в безоблачные ночи при штилях или слабых ветрах, низкой влажности воздуха, т. е. в условиях, способствующих сильному излучению и охлаждению приземного слоя воздуха.

Изложенное подтверждается приведенными в табл. 1 и 2 примерами для двух районов СССР с различным климатом (Латвийской ССР и Казахской ССР). В обоих случаях при более высокой влажности (теплая адвекция, влажное лето) разности уменьшаются. При облачном небе термические различия между отдельными формами рельефа обычно сглаживаются.

Таблица 1

Разности минимальной температуры воздуха (на высоте 0,5 м) при разных условиях погоды между отдельными формами рельефа в районе Видземской возвышенности Латвийской ССР в мае — июне 1954 г.
(по Н. С. Темниковой)

Характер погоды	Вершина — долина (Δh от 14 до 25 м)		Склон — долина	
	холодная адвекция	теплая адвекция	холодная адвекция	теплая адвекция
Ясно, штиль	3,7	2,0	2,6	1,7
Пасмурно, штиль	1,7	0,9	1,1	0,8
Ясно, ветер	1,0	0,4	0,6	0,4
Пасмурно, ветер	0,8	—	0,8	—

Таблица 2

Разности температуры воздуха ночью (на высоте 0,2, 0,5 и 1,5 м) при разных условиях погоды между отдельными формами рельефа в районе Казахского мелкосопочника

Характер погоды	Вершина — подножие склона ($\Delta h = 100$ м)			Южный склон — подножие склона ($\Delta h = 30$ м)		
	0,2	0,5	1,5	0,2	0,5	1,5
Ясно, тихо. Влажное лето	5,7	5,8	5,8	2,4	2,8	4,8
„ „ Сухое лето	9,0	8,9	8,5	5,8	6,3	6,3
Ясно, ветер. Влажное лето	2,0	1,8	1,1	1,0	1,0	0,8
Облачно	0,9	0,8	0,3	0,5	0,3	0,3

Ночью в ясную тихую погоду самыми теплыми являются вершины холмов и верхние трети склонов (при разностях высот вершин и низин, не превышающих 100—150 м), самая низкая температура и высокая относительная влажность воздуха наблюдаются у подножия склонов, в низинах и долинах с затрудненным стоком холодного воздуха. Чем больше площадь воздухообора, тем значительнее понижение температуры в низинах.

Наибольшая разность температуры воздуха вдоль склона, как показали исследования в районе Казахского мелкосопочника, отмечается на высоте 0,5—1,5 м над почвой. В этом районе температура воздуха на вершине сопки по сравнению с ее подножием (разности высот 100 м) в ясные тихие ночи повысилась на 6° во влажное лето и на 9° в сухое (в отдельных случаях на 10—12°), а в средней части пологого склона (на 25 м выше подножия) — на 3—4° во влажное и на 6° в сухое лето. Различия температуры почвы были менее значительны вследствие сходных условий излучения. Разности температуры на поверхности почвы между вершиной сопки и ее подножием составляли 2—3° во

влажное лето и 4—5° в сухое, между серединой склона и подножием — соответственно 1,5—2,0 и 3—3,5°, а в пахотном горизонте почвы заключались в пределах 1°.

В соответствии со значительным снижением температуры у подножия склона существенно повышалась относительная влажность воздуха, которая была на 20—30% (среди травостоя на высоте 0,2 м) и 15—25% (на высоте 1,5 м) выше, чем на вершине сопки. Даже в средней части склона влажность воздуха была на 20% ниже, чем у его подножия. Значительное повышение влажности воздуха у подножий склонов и в низинах приводит к более частому образованию здесь туманов, росы, а при значительных падениях температуры и инея.

Величины разностей температуры воздуха между отдельными частями рельефа меняются в зависимости от топографических и климатических условий. В табл. 3 дается сводка разностей минимальных

Таблица 3

Разности минимальной температуры воздуха вершины холма и низины в различных районах СССР в вегетационный период

Район	Разности высот (в м)	Разности температур			Особенности погоды	Высота над почвой (в м)
		средняя месяч- ная	в ясные тихие ночи			
			средняя	наиболь- шая		
Ленинградская об- ласть						
Воейково	40	—	3,5 - 4,0	—	—	1,5
Южки	20	1,2	2,0—3,0	5,6	—	2,0
Юг Карельской АССР	20	—	2,5—3,0	—	—	0,2
Новгородская об- ласть	50	—	2,5	4,5	—	1,5
Латвийская ССР	16—25	1,6	3,7	6,0	После холодной адвекции	0,5
То же	16—25	1,6	2,0		После теплой адвекции	0,5
Воронежская об- ласть	80	1,9	—	6,0	—	2,0
Башкирская АССР	25	1,5—2,0	4,5	9,0	—	2,0
Кокчетавская об- ласть (Казах- ский мелкосо- почник)	100	3,0	6,0	—	Влажное лето	0,2—1,5
То же	100	3,0	9,0	12,0	Сухое лето	0,2—1,5
Амурская область	80	2,2	3—5	—	—	9,0
То же	320	3,5	9—11	—	—	2,0

Примечание. Таблица составлена по данным И. А. Гольцберг [4] для Ленинградской области и юга Карельской АССР, Т. В. Покровской [4] для Ленинградской области (Южки), М. Я. Глебовой [9] для Новгородской и Кокчетавской областей, Н. С. Темниковой [15] для Латвийской ССР, И. А. Степановой [4] для Воронежской области, Д. В. Суханова [14] для Башкирской АССР, П. И. Колоскова [7] для Амурской области.

температур вершин холмов и низин в слое воздуха 0,2—2 м для отдельных районов СССР. Она составлена по имеющимся немногочисленным данным микроклиматических исследований различных авторов. Хотя эти данные получены по наблюдениям в разное время и за не продолжительный период, в основном за один-два месяца, они дают

представление о порядке величин. Ввиду зависимости разностей от условий погоды более сравнимы данные при определенном типе погоды (радиационный — ясные, тихие ночи). Однако при этом необходимо учитывать еще и влажность воздуха.

Из приведенных данных следует, что в западных районах СССР, характеризующихся небольшими относительными превышениями холмов над низинами и относительно небольшими площадями воздухо-сбора, минимальная температура воздуха в нижнем слое летом в ясные тихие ночи на вершинах холмов на $3-4^{\circ}$ выше, чем в прилегающих долинах, тогда как в центральном районе Казахского мелкосопочника с большими относительными разностями высот различие температур увеличивается до $6-9^{\circ}$.

Иное распределение температуры в пересеченной местности наблюдается при вторжении холодного воздуха, сопровождаемого значительными ветрами. В этих случаях наиболее холодными могут оказаться вершины и наветренные верхние части склонов, а более теплыми — подветренные южные склоны и подножия, но разности температур обычно невелики. В районе Казахского мелкосопочника понижение температуры при холодной адвекции на вершине сопки (высота 100 м) по сравнению с ее подножием не достигало 2° , причем такое соотношение температуры было кратковременным и нарушалось при ослаблении ветра. Для иллюстрации на рис. 2 показан последовательный ход минимальной температуры на высоте 1,5 м на вершине сопки, в средней части южного склона и у его подножия. Первый период (13—15 июня) характеризуется инверсионным распределением температуры (при безоблачном небе и слабом ветре), обусловленным стоковыми явлениями, в это время самая низкая температура наблюдается у подножия склона. В момент холодной адвекции, 16 июня, наиболее резкое падение температуры происходит на вершине сопки и на склоне, где температура оказывается на 1° ниже, чем у подножия склона. В последующие дни при ослаблении скорости ветра на вершине и склоне температура постепенно повышается, а у подножия склона под влиянием стока и излучения еще более понижается и разность температур вершины и подножия склона достигает 41° .

Повторяемость того или иного характера погоды зависит от общеклиматических условий и поэтому будет различна в отдельных районах. Для района Казахского мелкосопочника, отличающегося большой континентальностью климата и большой суточной амплитудой температуры, оказалось, что заморозки в 20% всех случаев наблюдаются во время адвекции волны холода с отрицательной температурой и значительным ветром; в 10% случаев являются результатом чисто радиационного выстывания при ясном небе и слабом ветре и в 70% случаев возникают в результате радиационного выстывания после прохождения волны холода с положительной температурой и относятся к смешанному адвективно-радиационному типу.

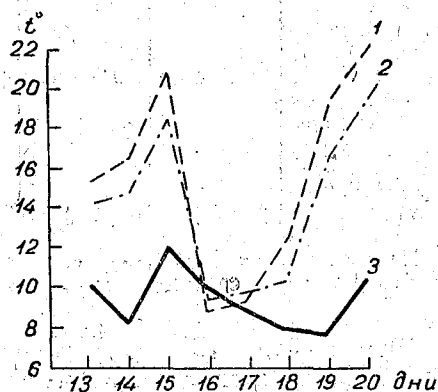


Рис. 2. Ход минимальной температуры воздуха на высоте 1,5 м на вершине (1), южном склоне (2) и у подножия склона (3) в районе Казахского мелкосопочника в малооблачные ночи в июле 1955 г.

О величинах изменения средней суточной температуры почвы в разных формах рельефа (в среднем за месяц) можно судить по данным табл. 4.

Таблица 4

Влияние местоположения на среднюю суточную температуру почвы (в °С) в районе Казахского мелкосопочника

Местоположение и характеристика почвы	V		VI		VII—VIII	
	Глубина почвы (в см)					
	5, 10	20	5, 10	20	5, 10	20
Средние части южных пологих склонов (черный пар)	+0,5, +1,0	0, +0,5	+1,0, +1,5	+0,5, +1,0	+1,0, +1,5	+0,5, +1,0
Вершины сопок (целина, покрытая редкой луговой растительностью) . . .	+1,0, +1,5	+2,0, +2,5	0, +0,5	+0,5, +1,0	-0,5, -1,0	-0,5, 0

Примечание. Плюс (+) означает увеличение температуры почвы, минус (—) — уменьшение ее по сравнению с полем черного пара на ровном месте.

Отмеченное выше значительное снижение ночной температуры, более частые заморозки и уменьшение безморозного периода у подножий склонов и в низинах не следует относить к долинам крутых рек и побережьям озер, так как водоемы к осени хорошо прогреваются и долго сохраняют тепло.

В результате больших микроклиматических различий в разных формах рельефа создаются существенно отличные условия для развития сельскохозяйственных культур, поэтому в каждом отдельном хозяйстве при размещении их нужно учитывать рельеф местности. Теплолюбивые, менее стойкие к заморозкам культуры следует располагать на склонах и повышенных местах, откуда ночью может стекать охлажденный воздух, а в понижениях рельефа, подверженных интенсивным заморозкам, размещать морозоустойчивые культуры.

В понижениях рельефа продолжительность вегетации растений увеличивается. Например, в Кокчетавской и Иркутской областях на возвышенности яровая пшеница и овес созревали на 7—8 дней раньше, чем в долине и низине (8, 9 дней).

В нижних частях склонов и низинах, отличающихся более плодородными и влажными почвами, получается большая вегетативная масса и лучший урожай, чем в верхних частях склонов и на вершинах, если растения не побиваются заморозками. Например, в районе Казахского мелкосопочника урожай яровой пшеницы во влажный год без опасных заморозков у подножия склона был в среднем на 5 ц/га больше, чем в верхней части склона. Урожай пастбищных растений также существенно менялся в зависимости от формы рельефа, возрастая от 12 ц/га на вершинах сопок и 15—20 ц/га на склонах до 25—30 ц/га в низинах и поймах ручьев [9].

В. П. Мосолов [10] получил, что изменение урожая по склонам неодинаково для различных культур и даже для различных сортов одной

и той же культуры. Поэтому в пересеченной местности при размещении посевов разных сортов необходимо учитывать рельеф, так как один сорт может лучше развиваться на одних участках, другой — на других. Часто даже в пределах одного колхоза хорошие урожаи по всей площади можно получить при посеве разных сортов.

Отмеченные выше особенности микроклимата пересеченной местности могут быть представлены на крупномасштабных агроклиматических картах. Такая карта еще в 1938 г. была составлена С. А. Сапожниковой [12] в масштабе 1:10 000 для совхоза «Ильич», находящегося в субтропической зоне Кавказа (вблизи Сухуми).

И. А. Гольцберг [9] на карте в масштабе 1:2500 для колхоза им. Кирова (Кокчетавской обл.) показала распределение основных термических характеристик вегетационного периода (средней длительности безморозного периода и сумм температур выше 10°), определяющих условия произрастания сельскохозяйственных культур.

Подобные крупномасштабные агроклиматические карты наряду с агропочвенными картами должны быть положены в основу размещения сельскохозяйственных культур. На таких картах, кроме термического режима, следует давать также и режим увлажнения.

Агроклиматическое районирование важно проводить применительно не только к разным культурам, но и к различным сортам одной культуры. В качестве примера можно отметить произведенное Ф. Ф. Давитая [5] районирование Крымской области применительно к требованиям большого разнообразия сортов винограда и к специализации продуктов их переработки. Карта специализации виноделия в Крыму составлялась в масштабе 1:200 000 с учетом основных факторов, влияющих на изменение микроклимата (высоты над уровнем моря, экспозиции склонов, форм рельефа, близости к морю и др.). На карте выделены микрзоны, наиболее благоприятные для определенных сортов винограда, идущих на производство тех или иных типов вин.

Крупномасштабные агроклиматические карты следует составлять для каждого отдельного хозяйства на основе проведения специальных микроклиматических наблюдений и учета почвенных разностей. Такие карты позволят наиболее полно использовать земельные угодья, рационально разместить сельскохозяйственные культуры по территории, что значительно повысит продуктивность сельскохозяйственного производства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вильямс В. Р. Основы земледелия. Избран. сочин. Сельхозгиз. М. 1948.
2. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. Избран. сочин., т. I. изд. АН СССР. М.—Л. 1948.
3. Галахов Н. Н. Микроклиматические наблюдения в районе среднего Приангарья и бассейна верхн. Лены. Тр. института геогр. АН СССР. № 64. 1955.
4. Гольцберг И. А. Микроклимат и его значение в сельском хозяйстве. Гидрометеиздат. Л. 1957.
5. Давитая Ф. Ф. Климатические условия для продвижения виноградарства на север и восток. Сб. Виноград в северных районах СССР. 1950.
6. Давитая Ф. Ф. (под ред.) Природно-климатические условия и дифференцированное ведение сельского хозяйства. ВАСХНИЛ, материалы юбилейной сессии, посвященные 40-й годовщине Великой Октябрьской социалистической революции, М. 1958.
7. Колосков П. И. Рельеф, как фактор климата в Амурской области. Изв. Метеор. бюро Амурского района, вып. 4. 1916.
8. Кривых Ф. П. Влияние рельефа на сельскохозяйственные растения. ОГИЗ. Иркутск. 1948.
9. Микроклимат северной части Казахского мелкосопочника. Гидрометеиздат. Л. 1958.

10. Мосолов В. П. Рельеф местности и вопросы земледелия. Гос. изд. с.-х. лит. М. 1949.
 11. Сапожникова С. А. Опыт использования ультракоротких рядов наблюдений и построения карт большого масштаба. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. 2. Гидрометеониздат. Л.—М. 1938.
 12. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеониздат. Л. 1950.
 13. Селянинов Г. Т. Климатические возможности развития овощеводства на Среднем Урале. ВАСХНИЛ, Инстит. растениеводства, научн. отчет, Сельхозгиз. М. 1945.
 14. Суханов Д. В. К вопросу об особенностях термического режима низин и лесных полей. Труды ГГО, вып. 15 (77). 1949.
 15. Темникова Н. С. Морозоопасность различных форм холмистого рельефа. Изв. АН ЛатвССР, 19 (100). 1956.
 16. Чирков Ю. И. Оценка условий теплообеспеченности кукурузы в период от посева до появления массовых всходов. Труды ЦИПа, вып. 47 (34). 1956.
 17. Яковлев Н. Н. Микроклиматические особенности склонов и равнинных мест. Метеорология и гидрология № 3—4 (11—12). 1935.
-

СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ТЕРМОПЕРИОДИЗМ РАСТЕНИЙ

В работе обосновывается необходимость применения более детальных характеристик суточного хода температуры воздуха в связи с изучением термопериодизма растений.

На основе обработки многолетних данных о суточном ходе температуры воздуха по ряду станций ЕТС получено географическое распределение средних дневных и средних ночных температур и построены графики связи. В результате анализа экспедиционных исследований суточного хода температуры воздуха в холмистом рельефе определены особенности полученных связей различных характеристик суточного хода температуры воздуха в разных условиях рельефа и при разных типах погоды.

В работе предлагается метод определения дневных и ночных температур исходя из данных климатических справочников по среднему минимуму температуры и температуре в 13 час.

Средняя суточная температура воздуха широко используется в агроклиматических и климатических исследованиях для оценки условий жизни растений. Но, несмотря на ряд преимуществ использования этой величины, среди которых можно назвать простоту обработки и получения материалов, далеко не во всех случаях, особенно в сельском хозяйстве, этот показатель оказывается достаточным.

Известно, что для выражения потребности сельскохозяйственных культур в тепле при оценке термических ресурсов того или другого района используются различные методы суммирования средней суточной температуры воздуха.

Учение о суммах температур теоретически основано на подразумеваемом допущении, что растение для своего развития требует определенных условий существования, среди которых одним из основных является тепло. К. А. Тимирязев (1907) признавал ведущую роль термического фактора в процессе развития растений и считал возможным при более тонких способах суммирования по суммам температур вычислять сроки созревания растений. Академик Т. Д. Лысенко посвятил этому вопросу специальную работу [12] и научно обосновал возможность применения сумм температур как показателя потребности растений в тепле.

Однако уже современ Буссенго противники применения сумм температур указывали на целый ряд недостатков этой характеристики теплообеспеченности растений. Зашите и научному обоснованию применения сумм температур как показателя потребности в тепле растений посвящено много работ Г. Г. Селянинова [20], Ф. Ф. Давитая [5], П. И. Колоскова [11] и др. Позже М. И. Будыко [4] было дано физическое обоснование применения сумм температур как показателя тепла.

Но тем не менее и до сих пор применение сумм температур подвергается критике со стороны биологов и агрометеорологов. Одни из них без особых научных оснований предлагают отказаться от сумм температур, которые, по их мнению, не смогут быть показателем потребности в тепле растений (Е. А. Дороганевская, 1953). Но такая критика представляет собой уже редкое явление. Другие же (Л. Н. Бабушкин, 1953; А. С. Подольский, 1957; Е. И. Разумов, 1954; А. И. Руденко, 1958; G. Borchert, 1959; F. Shnelle, 1955; Л. Д. Тукей, 1955; А. В. Werner, 1951 и др.), а их большинство, возражают не против сумм температур как показателя потребности культурных растений в тепле, а против применения в этом суммировании средней суточной температуры воздуха. Этот показатель является приближенным по нескольким причинам. Во-первых, средняя суточная температура воздуха, измеренная на высоте 2 м от поверхности почвы, не дает представления об истинной температуре среды, в которой живет растение. В еще меньшей степени средняя суточная температура воздуха характеризует условия, при которых протекают биохимические процессы в тканях самих растений. Но, согласно многочисленным исследованиям биологов, между температурой внешней среды и температурой образования химических веществ в растениях существует корреляционная связь, что позволяет применять температуру воздуха за отдельные периоды развития растений в качестве агрометеорологических показателей. Во-вторых, средняя суточная температура, являясь условной характеристикой за сутки, не учитывает характера суточного хода температуры, который оказывает существенное влияние на рост и развитие растений умеренных и высоких широт.

Г. Т. Селянинов [20] указывал, что приближенность сумм температур, подсчитанных по средним суточным температурам, заключается прежде всего в том, что благодаря наличию суточного хода эти температуры могут содержать в себе частично неактивные низкие и вредные высокие температуры, вызывающие увеличение сумм температур.

П. И. Колосков [11], А. А. Шигелев [28], Л. Н. Бабушкин [1] к числу источников неточности сумм средних суточных температур как климатологического показателя относят большие расхождения в этих суммах, зависящие от величины суточной амплитуды температуры воздуха. При одной и той же средней суточной температуре интенсивность биохимического процесса будет тем больше, а сумма потребных температур тем меньше, чем больше амплитуда температуры. Это объясняет известный факт, что в континентальном климате, как правило, потребность растений в суммах температур меньше, чем в морском.

Известно, например, что в высоких и умеренных широтах низкие температуры лета в условиях морского климата ограничивают возможность произрастания древесных пород около 60° с. ш., в то время как в центре материка лес поднимается до 70° с. ш. Граница леса в условиях океанического климата проходит по изотерме $12-14^{\circ}$, а в условиях континентального — около 9° и ниже, несмотря на то что в условиях морского климата период с положительными температурами длиннее и суммы температур несколько больше. Это явление объясняется рядом причин. Одна из них заключается в том, что большая суточная амплитуда температуры в континентальных климатах благоприятствует накоплению органического вещества не только за счет дневного максимума температуры, когда происходит процесс ассимиляции, но и за счет ночного минимума, при котором замедляется расход органических веществ на дыхание растений.

Примерно такие же особенности можно отметить и у культурной

растительности. Для большинства культурных растений умеренных и высоких широт условия континентального климата оказываются более благоприятными, чем условия океанического, т. е. растения быстрее созревают и дают высокие урожаи, за исключением трав и корнеплодов. Это объясняется как более высокой температурой лета, так и большой суточной амплитудой температуры. Широко известно ускорение развития у длиннодневных злаков в резко континентальном климате (Якутия), которые созревают здесь намного быстрее, чем в тех же широтах ЕТС. По данным Л. С. Берга [2], растения с высотой в горах, как правило, удлиняют вегетационный период. Растягивание вегетационного периода с высотой в горах аналогично переходу от континентального к морскому климату, так как с подъемом в горы термический режим устанавливается на более низком уровне и соответственно сглаживается суточный ход температуры воздуха. В горах с более континентальным климатом развитие растений проходит быстрее, чем в менее континентальном. По данным А. А. Малышева [13], самые скороспелые формы ячменя в Ташкенте на высоте 450 м имели продолжительность вегетационного периода 53—54 дня, а на высоте 3450 м — 80—84 дня, т. е. при высотном интервале в 3000 м удлинение было на 27—30 дней. На Северном Кавказе при высотном интервале только в 1000 м удлинение было уже на 23—24 дня. В горах тропических стран в условиях морского климата в связи с низкими средними суточными температурами и сглаженным суточным ходом зерновые затягивают свой вегетационный период до 10—12 месяцев.

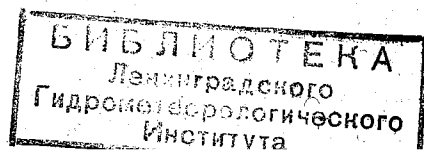
Приведенные примеры подтверждают исключительное влияние суточного хода температуры воздуха на жизнь дикой и культурной растительности и необходимость прямого или косвенного учета этих различий.

За последние 15—20 лет у нас и за границей выполнено много экспериментальных работ, обосновывающих необходимость раздельного изучения термического режима в ночные и дневные часы суток в связи с изучением термопериодизма, т. е. влияния суточных колебаний температуры воздуха на рост и развитие растений.

Например, Я. И. Потапенко и Е. И. Захарова [17] на основании трехлетних опытов показали, что суточные колебания температуры воздуха имеют большое значение для роста и развития сеянцев яблони и вишни. С возрастанием суточных колебаний температуры воздуха растения быстрее заканчивают рост и переходят в состояние покоя.

Интересные выводы были получены F. W. Went [32] в опытах по определению оптимальных условий роста и развития для ряда однолетних растений, среди которых особенно детально были изучены томаты. Автором установлено, что влажность почвы, длина фотопериода, интенсивность света, минеральное питание, температура почвы, снабжение корней водой варьируют в относительно широких пределах, не вызывая значительных изменений в скорости развития и завязывания плодов. Но даже незначительные отклонения ночных и дневных температур воздуха оказывали заметное влияние на рост и развитие томатов. Оптимальное развитие томатов и наиболее высокий урожай наблюдались при дневных температурах порядка 22—26° и ночных — 15—18°.

Аналогичные выводы о необходимости учета суточного хода температуры воздуха были получены З. Ф. Самохиной, Х. Я. Зихерман [23], Т. В. Олейниковой [15] при изучении влияния ночных температур на рост и развитие длиннодневных и короткодневных злаков. Опыты с длиннодневными злаками показали, что в вегетативный период при понижен-



ных ночных температурах растения, как правило, ускоряют свое развитие. Это объясняется лучшими условиями роста и накопления органической массы благодаря меньшей затрате пластических веществ в процессе дыхания ночью при пониженных температурах. По данным Т. В. Олейниковой, наиболее благоприятные условия для ускоренного развития яровой пшеницы в вегетативный период создаются при ночных температурах порядка 6—10° для разных сортов, а для проса — около 14—25°, причем для высокогорных сортов оптимальным является нижний предел.

А. А. Малышев [13], обосновывая экспериментальными данными определяющее влияние термопериодизма на фотопериодическую реакцию растений, указывает, что в ряде случаев средняя суточная температура воздуха не может быть показателем скорости развития растений. Согласно его данным, чем континентальнее климат в горах, тем меньше с высотой будет удлинение вегетационного периода (Кавказ и Памир).

В книге Р. Уайта [24] в разделе «Температура и окружающая среда» имеется параграф под названием «Термопериодизм». Появление такого параграфа в книге, обобщающей достижения науки за последние годы, говорит о том, что явление термопериодизма признается бесспорно важным фактором в жизни растений. Наряду с такими жизненно важными для растений факторами, как оптимальная длительность дня, условия питания и т. д., в книге даются сведения об оптимальных для роста и развития ряда культур ночных и дневных температурах (для томатов) или только ночных температурах (для садовых цветов), причем для каждого вида цветов дается оптимальная ночная температура отдельно для роста и для цветения.

Обобщая вышеизложенное, можно сказать, что в науке установилось прочное представление о том, что для большинства растений умеренных широт имеет значение не только средняя суточная температура, но и характер смены низких и высоких температур, величина суточной амплитуды и продолжительность действия определенной температуры. Для некоторых растений уже получены количественные характеристики оптимальных значений температуры в ночные и дневные часы суток.

В данной статье, развивая исследование автора [9, 14], обобщаются и уточняются закономерности внутренних связей $t_{\text{дн}}$, $t_{\text{ноч}}$ с t_{13} , $t_{\text{мин}}$ и т. д. в географическом разрезе на основе имеющегося материала многолетних данных по суточному ходу температуры воздуха, опубликованного в дополнении 1а к климатическим справочникам СССР. При обработке была использована сеть станций ЕТС и Средней Азии (всего 130 станций).

На такой обширной территории, кроме существенных различий в климатическом отношении, имеют место большие различия в длительности дня. В крайних северных районах длительность дня в летние месяцы составляет в среднем 20—22 часа в сутки, а в южных — 14—15 час.

В результате обработки¹ многолетних данных по суточному ходу температуры воздуха были построены графики связи средней дневной и средней ночной температуры со средней суточной температурой для летних месяцев.

На рис. 1 приводится один из таких графиков за июнь, который отражает общую географическую закономерность изменения указанных характеристик суточного хода температуры воздуха в макромасштабе. С севера на юг с ростом средней суточной температуры растут средние

¹ Методика обработки подробно изложена в работе [9].

дневные и средние ночные температуры, причем ночные температуры растут медленнее, чем дневные. К югу, как правило, ночи становятся длиннее и, следовательно, в ночные часы сильнее выхолаживаются почва и прилежащие слои воздуха. На графике также хорошо видно, что к югу с ростом средней суточной температуры возрастают различия в абсолютных значениях дневных и ночных температур и соответственно в суточном ходе температуры воздуха. Если при средней суточной температуре в северных районах, равной 4° , дневная температура составляет $4,1$, ночная $2,3^{\circ}$ и соответственно разность между ними не превышает $1,8^{\circ}$, то в южных и юго-восточных районах при средней суточной

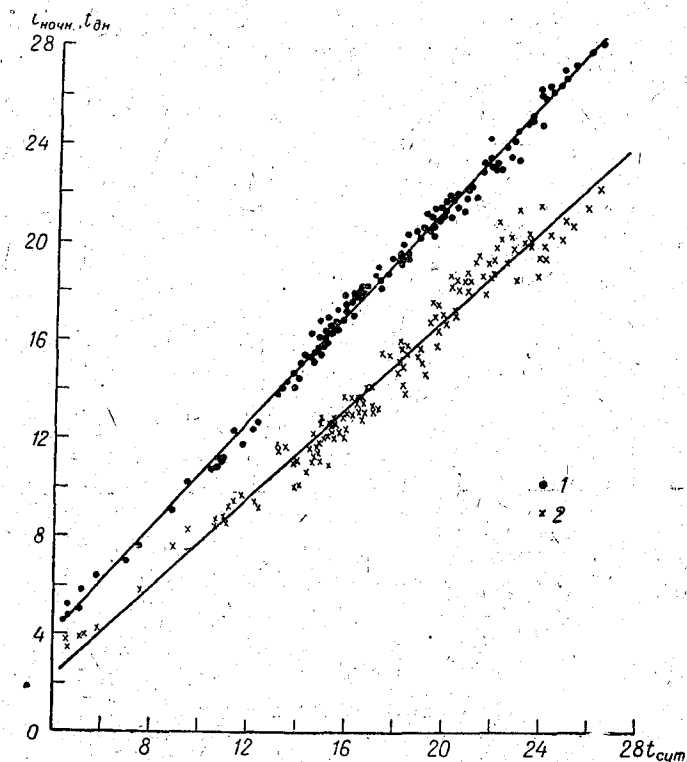


Рис. 1. Зависимость между средней суточной, средней дневной и средней ночной температурами.

1 — средняя дневная температура, 2 — средняя ночная температура.

температуре, равной 28° , дневная температура составляет $30,6^{\circ}$, а ночная $24,6^{\circ}$ и соответственно разность между ними возрастает до 6° .

Рассмотренный график связи характеризует изменение дневной и ночной температуры в географическом разрезе с возрастанием или убыванием общего теплового напряжения.

Поскольку фактические данные по средним дневным и средним ночным температурам немногочисленны, разработана методика определения дневной и ночной температуры исходя из существующего климатологического материала по температуре воздуха. Наиболее обоснованным оказался метод определения дневной температуры по температуре воздуха в 13 час. и ночной температуры по среднему минимуму температуры, поскольку эти величины взаимно связаны и законы изменения для них одни и те же. На рис. 2 показан пример такой зависимости

для июня. Сравнение графиков, полученных для данной территории, с центральными районами ЕТС показывает, что, хотя характер зависимости сохранился таким же (прямолинейная корреляционная связь), количественные соотношения между величинами не остаются постоянными, как это имеет место в центральных районах ЕТС. Для всех летних месяцев разность между температурой в 13 час. и дневной температурой возрастает с севера на юг в 3—4 раза. Например, в северных районах ЕТС в июне эта разность равна $1,1^\circ$, в крайних юго-восточных районах она увеличивается до $3,5^\circ$. Соответственно разность между средним минимумом и ночной температурой изменяется от $2,0$ до $3,5\text{--}4,0^\circ$ (табл. 1).

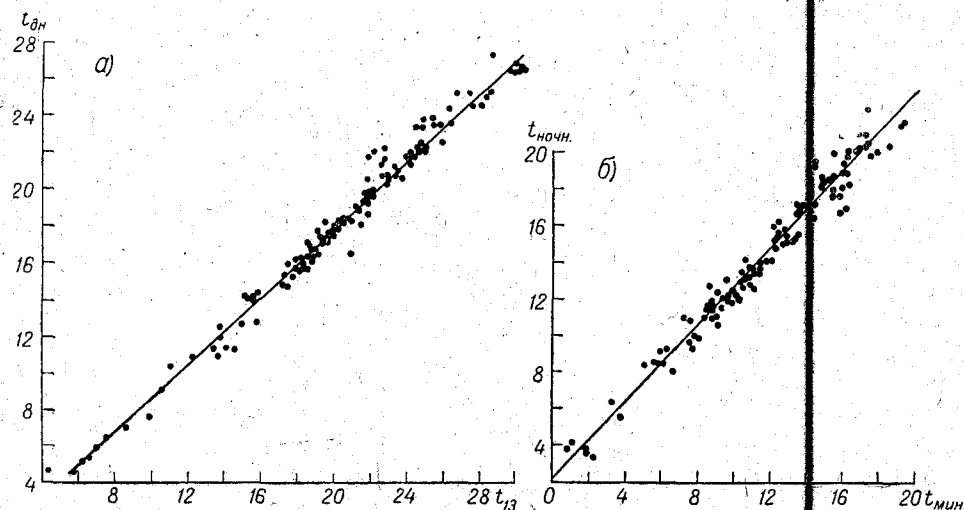


Рис. 2. Зависимость между температурой в 13 час. и средней дневной температурой, средним минимумом и средней ночной температурой.
а — связь между t_{13} и $t_{\text{дн}}$, б — связь между $t_{\text{мин}}$ и $t_{\text{ночн}}$.

Таблица 1

Термические характеристики

t_{13}	Дневная температура			$t_{\text{мин}}$	Ночная температура		
	VI	VII	VIII		VI	VII	VIII
6,0	4,9	—	—	0,0	2,4	—	—
8,0	6,7	—	—	2,0	4,3	—	—
10,0	8,5	8,7	9,1	4,0	6,4	6,4	6,1
12,0	10,3	10,4	10,8	6,0	8,6	8,5	8,3
14,0	12,1	12,2	12,5	8,0	10,7	10,6	10,5
16,0	13,9	13,9	14,2	10,0	12,9	12,8	12,7
18,0	15,8	15,7	16,0	12,0	15,0	14,9	15,0
20,0	17,6	17,5	17,9	14,0	17,2	17,0	17,2
22,0	19,5	19,4	19,7	16,0	19,3	19,1	19,4
24,0	21,2	21,2	21,5	18,0	21,4	21,2	21,7
26,0	23,0	23,0	23,2	20,0	23,6	23,4	23,9
28,0	24,8	24,8	24,9	22,0	—	25,6	—
30,0	26,7	26,6	26,6	—	—	—	—
32,0	28,5	28,4	28,4	—	—	—	—
34,0	—	30,2	30,1	—	—	—	—

Основываясь на полученных данных, необходимо отметить, что использование t_{13} и $t_{\min}$ для оценки термических условий в дневное и ночное время суток в климатических описаниях является не совсем обоснованным и правильным, особенно для значительных территорий. Это объясняется тем, что, во-первых, по абсолютной величине $t_{\text{дн}}$ и t_{13} , $t_{\text{ночн}}$ и $t_{\min}$ — не одно и то же (табл. 1), во-вторых, разность между этими величинами не остается постоянной и меняется по территории.

Несмотря на то что при построении графиков связи были использованы все станции, расположенные на территории ЕТС и Средней Азии, связь получилась достаточно тесной. Значительно отклоняются от средней линии на графике станции, находящиеся под влиянием местных условий и существенно различающиеся по типу кривой суточного хода температуры воздуха.

Для рассматриваемой территории самые большие значения ночных и дневных температур наблюдаются в основном в июле—августе. Средние дневные температуры возрастают с севера на юг от 8—9 до 30—31°, а средние ночные — от 6—7 до 24—25°.

Различие между дневной и ночной температурой сравнимо с суточным ходом температуры воздуха, хотя это не одно и то же. На рис. 3 представлен пример зависимости между суточной амплитудой (at) и разностью ($t_{\text{дн}} - t_{\text{ночн}}$). Разность между $t_{\text{дн}}$ и $t_{\text{ночн}}$ составляет примерно половину величины суточной амплитуды. Причем разность между суточной амплитудой и величиной ($t_{\text{дн}} - t_{\text{ночн}}$) возрастает с севера на юг в 6—8 раз. Если на севере различия между ними в июне не превышают 1,0°, то в южных районах Средней Азии они достигают 8,0°.

Полученные связи различных характеристик суточного хода температуры воздуха представляют распределение указанных величин в географическом разрезе для ровного открытого места. При одной и той же средней суточной температуре в разных климатических зонах, а также в районах с различной длительностью дня могут быть самые разнообразные сочетания дневных, ночных температур и суточных амплитуд. В табл. 2 приводятся термические характеристики по парам станций, расположенных почти на одной широте, но в разных климатических условиях (морской и континентальный климат). Как видно из таблицы, почти одинаковым значениям средней суточной температуры соответствуют различные дневные и ночные температуры и тем более суточные амплитуды. Если сравнить суммы температур выше 10°, то видно, что в суммах средних суточных температур различия сравнительно малы, заметнее различия в суммах дневных темпе-

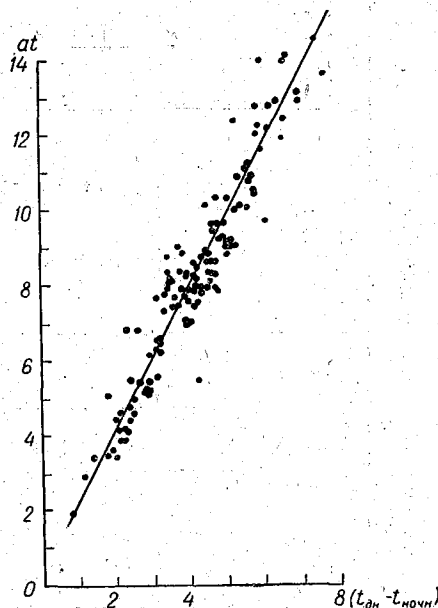


Рис. 3. Связь суточной амплитуды температуры воздуха с разностью ($t_{\text{дн}} - t_{\text{ночн}}$). Июнь.

Таблица 2

Характеристика суточного хода температуры воздуха

№ п/п пар. станций	Название станций	φ	λ	H	t _{ср. сут}				t _{дн}			t _{ночн}			Суточная амплитуда температуры воздуха			Σt > 10	
					VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	Σt _{ср. сут}	Σt _{дн}	Σt _{ночн}
1	Ташкент, observa- тория Муйнак Δt	41°20' 43 45	69°18' 59 09	479 56	24,7 23,8 0,9	27,0 26,8 0,2	25,0 25,2 -0,2	27,3 25,0 2,3	29,3 28,0 1,3	28,4 26,5 1,9	20,4 21,8 -1,4	22,6 24,7 -2,1	20,1 23,4 -3,3	13,1 6,2 6,9	14,8 5,8 9,0	14,8 5,9 8,9	2353,0 2326,0 27,0	2607,7 2439,5 168,2	1935,7 2145,1 -209,4
2	Кизляр Махачкала Δt	43 51 45 39	46 40 47 30	5 34	21,5 22,1 -0,6	24,2 24,8 -0,6	23,8 24,5 -0,7	25,5 23,2 2,3	26,3 25,6 0,7	25,7 26,3 -0,6	18,1 20,4 -2,3	20,9 23,2 -2,3	19,9 23,3 -3,4	10,5 5,1 5,4	10,5 4,5 6,0	9,9 5,3 4,6	2133,0 2191,0 -58,3	2377,0 2304,9 72,1	1807,8 2053,5 -245,7
3	Вознесенск Одесса Δt	47 34 46 26	30 46 31 20	33 43	20,3 19,4 0,9	22,5 22,6 -0,1	21,8 21,6 0,2	22,1 20,4 1,7	24,2 23,6 0,6	24,2 22,8 1,4	17,4 17,8 -0,4	18,9 20,5 -1,6	18,5 19,8 -1,3	10,3 5,4 4,9	11,1 6,5 4,6	11,6 6,1 5,5	1982,3 1952,2 30,1	2163,4 2020,4 10,3	1681,4 1783,3 -101,9
4	Челкар Махачкала Δt	47 51 45 39	59 16 47 30	176 34	22,8 22,1 0,7	24,9 24,8 0,1	22,7 24,5 -1,8	24,8 23,2 1,6	26,9 25,6 1,3	25,5 26,3 -0,8	18,7 20,4 1,7	20,8 23,2 -2,4	19,1 23,3 -4,2	12,8 5,1 7,7	13,4 4,5 8,9	13,2 5,3 7,9	2159,6 2191,3 -31,7	2368,4 2304,9 63,5	1797,9 2053,5 -255,6
5	Михнево Рига-Спилве Δt	55 07 56 59	37 57 24 05	178 2	15,2 14,5 0,7	17,5 17,0 0,5	15,5 16,5 1,0	17,0 16,2 0,8	19,3 18,5 0,8	17,5 17,7 -0,2	11,0 12,2 -1,2	12,9 15,4 -2,5	12,8 14,8 -2,0	9,7 7,5 2,2	10,8 6,5 4,3	11,2 6,3 4,9	1479,0 1473,5 5,5	1650,8 1608,2 42,6	1126,7 1302,2 -175,5
6	Усть-Шугор Мудьюг, остров Δt	64 16 64 57	57 37 40 17	73 2	12,3 11,7 0,6	15,4 15,4 0,0	12,5 13,9 -1,4	12,7 11,9 0,8	15,8 15,7 0,1	13,5 14,2 -0,7	9,3 9,8 -0,5	12,1 13,4 -1,3	9,7 12,7 -3,0	8,3 4,5 3,8	8,9 5,0 3,9	7,8 4,2 3,6	1233,9 1259,3 -25,4	1289,3 1283,9 5,4	954,8 1103,1 -148,3

ратур и особенно — в суммах ночных температур. Разности в суммах ночных температур по парам станций составляют 150—250° только за три летних месяца.

На рис. 4 представлены различные типы кривых суточного хода температуры воздуха, взятые через определенные интервалы по широте и долготе для отдельных станций в июле. Как видно из рисунка, кривые суточного хода температуры воздуха, а вместе с ними и суточные амплитуды возрастают при продвижении с севера на юг и с запада на восток. В северо-западных районах страны, где характер суточного

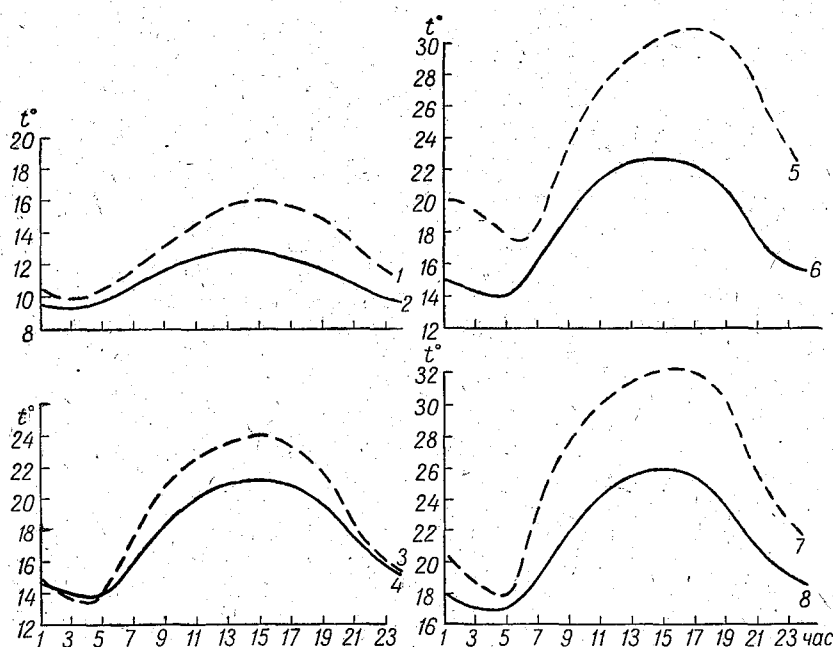


Рис. 4. Изменение типов кривых суточного хода температуры воздуха по широте и долготе для различных станций.

1 — Нарьян-Мар ($\varphi = 67^{\circ}39'$, $\lambda = 53^{\circ}07'$), 2 — Полярный ($\varphi = 69^{\circ}12'$, $\lambda = 33^{\circ}28'$), 3 — Вятские Поляны ($\varphi = 56^{\circ}14'$, $\lambda = 51^{\circ}05'$), 4 — Каунас ($\varphi = 54^{\circ}55'$, $\lambda = 23^{\circ}56'$), 5 — Челкар ($\varphi = 47^{\circ}51'$, $\lambda = 59^{\circ}37'$), 6 — Житомир ($\varphi = 50^{\circ}16'$, $\lambda = 28^{\circ}33'$), 7 — Бет-Пак-Дала ($\varphi = 46^{\circ}02'$, $\lambda = 70^{\circ}12'$), 8 — Кишинев ($\varphi = 47^{\circ}00'$, $\lambda = 28^{\circ}51'$).

хода температуры воздуха определяется низким уровнем радиационного баланса и близостью морей, суточные амплитуды невелики и составляют 3—4° (Полярный). В юго-восточных районах, где суточный ход температуры воздуха определяется характером нагревания и охлаждения центральной части континента, суточные амплитуды достигают своего наибольшего значения. Если сравнить станции, расположенные примерно на широте 45—47° и существенно различающиеся по долготе, то мы увидим, что, например, в июле в Кишиневе суточная амплитуда равна 9,1°, а в Бет-Пак-Дала — 14,7.

Суточная амплитуда, являясь одной из основных характеристик суточного хода температуры, отличается исключительной чувствительностью к изменениям общеклиматического и микроклиматического характера. Не случайно М. Molga [31], критикуя методы применения сумм температур, индексов сухости, гидротермических коэффициентов, предлагает новый агроклиматический индекс, в котором суточная амплитуда является основным показателем, отражающим географическое

положение, рельеф, характер подстилающей поверхности, условия облачности.

Хотя рассмотренные графики суточного хода температуры дают наглядное представление об изменении типа кривых суточного хода в географическом разрезе, они не вполне его определяют. Тип кривой суточного хода определяется не только величиной амплитуды, но и характером нарастания и падения температуры от часа к часу при переходе от дневного (инсоляционного) типа распределения температуры к ночному (типу радиационного выхолаживания). Для получения количественной характеристики интенсивности нарастания и убывания температуры в утренние и вечерние часы суток были построены графики многолетнего суточного хода температуры для ряда станций, взятых через определенные интервалы по широте и долготе ($5-10^\circ$). С каждого графика снималась величина изменения температуры за условные четыре часа (когда происходит наиболее быстрый рост или падение температуры) утром и вечером. Результаты обобщены в виде табл. 3¹, из которой видно, что абсолютная величина нарастания темпе-

Таблица 3

Изменение температуры воздуха в утренние и вечерние часы суток

φ/λ	30—35°		40—45°		50—55°		60°		70°	
	утро	вечер	утро	вечер	утро	вечер	утро	вечер	утро	вечер
65°	-1,8	1,5	-1,6	1,3	—	—	-2,8	3,0	—	—
60	-4,4	3,6	-4,8	4,0	-4,9	4,4	—	—	—	—
55	-4,5	3,8	-5,8	5,2	-6,2	5,6	—	—	—	—
50	-5,6	5,0	-5,8	5,7	—	—	-8,8	6,5	—	—
45	-5,9	5,2	-6,9	5,7	-7,8	6,1	—	—	-10,1	7,6
40	—	—	—	—	—	—	-9,4	9,4	-11,4	8,2

ратуры утром или падения температуры вечером увеличивается с севера-запада на юго-восток в 5—6 раз. Такие значительные различия, существующие в характере суточного хода температуры воздуха в географическом разрезе, не могут не сказываться на росте, развитии и химическом составе многих культурных растений умеренных и высоких широт.

Суточный ход температуры воздуха важно учитывать не только в макромасштабе. В одном и том же климатическом районе полученные соотношения различных характеристик суточного хода температуры воздуха могут существенно изменяться в зависимости от микроклиматических условий, среди которых особенно важное значение имеет рельеф.

Двухлетние экспедиционные исследования суточного хода температуры воздуха в холмистом рельефе в районе Казахского мелкосопочника показали, что различия в термическом режиме в разных условиях рельефа создаются в основном за счет разницы температур в ночные и утренние часы суток. Особенно большие различия создаются в распределении суточных амплитуд температуры в разных условиях рельефа. По данным автора [14], суточная амплитуда в ясные и полужасные дни у подножия склона в среднем на $5-7^\circ$ больше, чем на скло-

¹ В таблице даны разности (t_5-t_9) для утренних и $(t_{18}-t_{22})$ для вечерних часов.

не, и на $8-10^\circ$ больше, чем на вершине сопки. В отдельные дни различия могут доходить до 12° .

Различия в суточном ходе температуры, возникающие под влиянием рельефа, сравнимы с макроклиматическими различиями. В условиях холмистого рельефа при относительной разности высот между верхней и нижней точками порядка 30—100 м общий характер внутренних связей различных характеристик суточного хода температуры воздуха остается таким же, как в макромасштабе (прямолинейная зависимость), но количественное выражение для ночных, минимальных температур и суточных амплитуд на положительных и отрицательных формах рельефа различно и определяется типом погоды.

Следовательно, если в макромасштабе одинаково важен учет дневных, ночных температур и суточных амплитуд, так как они равномерно изменяются с изменением широты и долготы места, в холмистом рельефе важен прежде всего учет ночных температур и суточных амплитуд, оказывающих существенное влияние на рост и развитие с.-х. культур.

Учет суточного хода температуры воздуха имеет большое значение и при изучении химического состава растений, являющегося следствием различной термопериодической реакции растений. Согласно многочисленным исследованиям, между климатическими факторами и химической деятельностью растений существует прямая причинная связь. Химический состав растений существенно изменяется под влиянием климатических условий, из которых определяющими являются

свет, тепло и влага (Н. Н. Иванов [8]; М. И. Княгиничев [10]; Е. А. Дороганевская [6]; Н. И. Шаралов [27] и др.). Известно, что в континентальном климате повышается сахаристость фруктов и корнеплодов. Например, Средняя Азия дает у нас наиболее богатые сахаром фрукты: виноград, дыни и т. д. Как правило, в более континентальном климате при достаточном количестве тепла улучшается качество продукции культурной растительности, лишь для крахмальной и пивоваренной промышленности сырье, полученное в морском климате, имеет преимущества. Резкое изменение экологических условий приводит всегда к нарушению нормального обмена и к изменению химического состава растений. В сухих высокогорьях с суровым континентальным климатом, например на Памире, в вегетативных частях ячменя накапливается до 18—42% сахара, а в нормальных условиях его содержится 1—2%. Химический состав яровой пшеницы, овса и других злаковых культур также резко изменяется под влиянием климатических условий. По данным К. А. Фляксбергера [25], наименьший процент белкового вещества в зернах яровой пшеницы во всем мире имеет место в Марокко и равен 5,4%, а наибольший — в шт. Канзас в США и равен 26,5%.

Для накопления белкового вещества в зернах яровой пшеницы неизменно благоприятен континентальный климат, однако количественные характеристики зависимости процентного содержания белка от климатических условий не установлены, хотя и делались многочислен-

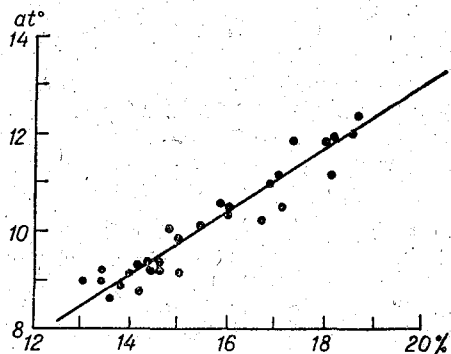


Рис. 5. Зависимость процентного содержания белка в зернах яровой пшеницы от средней суточной амплитуды температуры воздуха (at) за вегетационный период.

ные попытки по установлению связи между процентом белка и средней месячной температурой июля, количеством осадков и т. д.

Автором [9] получена прямолинейная зависимость процентного содержания белка в зернах яровой пшеницы от средней суточной амплитуды температуры воздуха в среднем за вегетационный период для центральных районов ЕС (рис. 5). Аналитическое выражение полученной зависимости имеет вид

$$B = 1,54Q_t - 0,08,$$

где Q_t — суточная амплитуда температуры воздуха, B — содержание белка в зернах яровой пшеницы.

Если использовать данные по географическому распределению суточной амплитуды на территории СССР, представленные в данном сборнике, по вышеуказанному уравнению можно легко определить географическое изменение процентного содержания белка. В северо-западных морских районах страны при суточной амплитуде, равной 6—7°, накапливается не более 9—11% белка в зернах пшеницы. На Европейской территории СССР высококачественная пшеница выращивается в степных районах Крыма (при суточной амплитуде 12—14° процент белка составляет 18—20%), в юго-восточных районах Заволжья и особенно в Северном Казахстане. Самое высокое содержание белка в СССР следовало бы ожидать в зернах пшеницы, выросшей в юго-восточных районах Средней Азии, где при суточной амплитуде, равной в среднем за вегетационный период 15—17°, процент белка мог составлять 22—50%, доходя в отдельные годы до 26%.

Однако в южных районах Средней Азии, несмотря на большие амплитуды, высокие летние температуры замедляют скорость биохимических процессов, в конечном счете определяющих рост, развитие и химический состав растений. В этих условиях в связи с орошаемым земледелием и менее плодородными почвами полученная прямолинейная зависимость резко нарушается, т. е. будет наблюдаться более медленное возрастание процента содержания белка в зернах яровой пшеницы с ростом суточной амплитуды, однако за неимением фактического материала решить этот вопрос пока не представляется возможным. Необходимо отметить, что процесс накопления белка в зернах пшеницы, кроме климатических условий, в значительной степени определяется условиями агротехники и селекции. Под влиянием последних полученные соотношения процентного содержания белка с распределением суточной амплитуды температуры воздуха могут существенно изменяться.

Для уточнения полученной связи процентного содержания белка в яровой пшенице с суточной амплитудой температуры воздуха в разных условиях рельефа образцы пшеницы, выросшие на юго-западном склоне и у его подножия (Кокчетавская область, 1956 г.), были подвергнуты химическому анализу. В результате анализа было получено, что содержание белка в пшенице, выросшей у подножия склона, на 1,5% выше, чем на середине склона. Полученные различия объясняются прежде всего различным термическим режимом в течение суток в разных условиях рельефа [14].

Исходя из приведенных соображений и общих литературных сведений о влиянии суточного хода температуры воздуха на рост, развитие и химический состав растений, можно прийти к следующему:

1. Средняя суточная температура воздуха является недостаточным показателем для оценки термических условий роста и развития сельскохозяйственных культур, поскольку она не отражает реальных условий,

в которых живет растение (во-первых, не учитывается суточный ход температуры воздуха, во-вторых, в качестве показателя тепла используется температура воздуха, измеренная на высоте 2 м, а не температура самих растений).

2. Применяемые средние суточные температуры и их сумма нуждаются в корректировании путем учета факторов, нарушающих простую пропорциональность напряжения температуры и темпа развития растений и прежде всего учета такого фактора, как влияние различного термического режима в ночные и дневные часы суток на рост и развитие растений. Одним из путей решения этой задачи может быть применение таких термических показателей, как суточная амплитуда, средняя дневная, средняя ночная температуры и их суммы.

3. Построение внутренних связей различных характеристик суточного хода температуры воздуха позволяет, не прибегая к трудоемкой обработке термограмм, использовать уже имеющиеся в климатических справочниках СССР данные по температуре воздуха в 13 часов дня и по среднему минимуму температуры для перехода к более подробным термическим характеристикам: средним ночным и средним дневным температурам.

4. В дальнейшем необходимо найти способ определения температуры растений по температуре воздуха. Однако этот переход не решит задачу, направленную на уточнение связи термического показателя с темпами развития растений, если продолжать пользоваться при этом средними температурами за сутки. Температура растений подвержена гораздо большим изменениям за сутки, чем температура воздуха [3], [22], [23], поэтому средние температуры растений тем более необходимо будет уточнить такими показателями, как суточная амплитуда, средняя дневная и средняя ночная температура.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабушкин Л. Н. Метеорологические факторы и растения. Тр. Биол. науки, кн. 13, нов. серия, вып. XXXV, изд. САГУ. 1953.
2. Берг Л. С. Основы климатологии. Учпедгиз. Л. 1938.
3. Борисенко Г. А. Микроклимат картофельного поля в ночных условиях. Сб. работ по агрономической физике, вып. 3. 1941.
4. Будыко М. И. Климатические условия увлажнения на материках. Сообщение II, Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4. 1955.
5. Давитая Ф. Ф. Климатические зоны винограда в СССР. Гидрометеоздат. Л. 1938.
6. Дороганевская Е. А. Климатические факторы химизма растений. Изд-во АН СССР. 1948.
7. Дороганевская Е. А. К вопросу о суммах температур. Бот. журнал, т. 38, № 1. 1953.
8. Иванов Н. Н. Химический состав растений и значение его для сельского хозяйства. М. 1936.
9. Климатические ресурсы центральных областей Европейской части СССР и использование их в сельскохозяйственном производстве. Под ред. И. А. Гольцберг и О. А. Дроздова. Гидрометеоздат. Л. 1956.
10. Княгиничев М. И. Белок в зерне пшеницы СССР. Изв. АН СССР, сер. биол., № 6. 1939.
11. Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. Труды экспед. по изучению земельных фондов КазССР. Изд. АН СССР, вып. 4, М.—Л. 1947.
12. Лысенко Т. Д. Влияние термического фактора на продолжительность фаз развития растений. Азербайджанская опытно-селекционная станция им. Орджоникидзе. Сельхозгиз. Баку. 1928. 2-е изд. М. 1948.
13. Малышев А. А. Термопериодизм и его значение в развитии растений. Бот. журнал, т. 37, № 2. 1952.
14. Микроклимат в северной части Казахского мелкосопочника, под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеоздат. Л. 1958.

15. Олейникова Т. В. Влияние температуры ночи на скорость развития длинно-дневных злаков. ДАН СССР, т. 63, № 3. 1949.
16. Подольский А. С. Влияние теплового фактора на развитие сельскохозяйственных растений и вредителей. Сельское хозяйство Таджикистана, № 4, 1957.
17. Потапенко Я. И. и Захарова Е. И. Влияние суточных колебаний температуры на развитие растений. ДАН СССР, т. 26. 1940.
18. Разумов В. И. Среда и особенности развития растений. Сельхозизд. 1954.
19. Руденко А. И. Влияние засухи на урожай картофеля. Сб. «Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай». Под ред. А. И. Руденко. Гидрометеиздат. Л. 1958.
20. Селянинов Г. Т. К методике сельскохозяйственной климатологии. Труды по сельскохозяйственной метеорологии, вып. 22, № 2. Л. 1930.
21. Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха. Сб. статей под ред. М. И. Будыко. Гидрометеиздат, Л., 1958.
22. Соколовская А. П. Значение солнечной радиации, а также некоторых микроклиматических факторов в температурном режиме растений. Бот. журнал, т. 18, № 5. 1933.
23. Самохина З. Ф., Зихерман Х. Я. Влияние температурных условий на темпы развития растений яровой пшеницы после прохождения ими световой станции. Докл. ВАСХНИЛ, № 9. 1941.
24. Уайт Р. Возделывание сельскохозяйственных растений и окружающая среда. Пер. с англ. под ред. акад. Н. А. Максимова. Изд. иностр. лит.-ры. М. 1949.
25. Фляксбергер К. А. Белок в зерне пшеницы земного шара. Социалистическое растениеводство, № 2. 1932.
26. Шенников А. П. Экология растений. Изд-во АН СССР. М. 1948.
27. Шарапов Н. И. Химизм растений и климат. Изд. АН СССР, М. 1955.
28. Шигелев А. А. Методические указания ЦИПа, вып. 15, с.-х. метеорология. Гидрометеиздат. 1951.
29. Тукей Л. Д. Влияние ночных температур на развитие плодов вишни. Сельское хозяйство за рубежом. Сб. переводов и обзоров иностранной литературы, № 5. 1955.
30. Borchert Günter. Klima-Oasen in den Fjorden Westnorwegens. Ref. журнал geogr., № 7. 1959.
31. Molga Marian. Problemy agroklimatologii w studiach had rejonizacji a produkcji rolnej. Przegląd geograficzny 27, No 1, Warszawa, 1955.
32. Went F. W. Plant growth under conditions the Relat between age lgn variaty thermoperiodicity of tomatos. Americ Journ. of Bot., vol. 32, No 8. 1945.
33. Shnelle F. Pflanzen-Phänologie. Probleme der Bioklimatologie. Bd 3, Leipzig-1955.
34. Werner A. B. Ecological use of Meteorological temperatures. Science, vol. 113, No 23. 1951.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СУТОЧНОЙ АМПЛИТУДЫ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ СССР В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

В статье приводятся карты суточной амплитуды температуры воздуха, построенные для открытого ровного места и для склонов и широких (более 4—5 км в поперечнике) долин предгорий в горных районах СССР.

Получено географическое распределение суточной амплитуды температуры воздуха на территории СССР с мая по август. Получена количественная оценка изменения суточной амплитуды под влиянием форм рельефа и абсолютной высоты над уровнем моря в горных районах Большого и Малого Кавказа, Тянь-Шаня и Памира, Алтая и Саян, а также в холмистом рельефе. Сделана количественная оценка изменения суточной амплитуды температуры воздуха под влиянием морей и водоемов, лесных полей, осушенных болот, крупных рек и городов, а также под влиянием орошения.

Суточный ход температуры воздуха имеет большое значение для различных отраслей народного хозяйства. Поэтому не случайно изучение этого элемента с давних пор привлекало большое количество исследователей. Уже в работе К. С. Веселовского (1857 г.) изложены некоторые качественные закономерности изменения основной характеристики суточного хода температуры — суточной амплитуды. Позже в капитальном труде А. И. Воейкова [5] сформулированы все основные факторы, определяющие географическое распределение суточной амплитуды температуры воздуха. Им же впервые выявлена роль рельефа как мощного фактора климата, и дан качественный закон изменения суточной амплитуды в разных условиях рельефа.

Дальнейшее развитие работ шло по пути установления на основании эмпирических исследований количественных характеристик и закономерных связей суточного хода температуры воздуха с факторами, определяющими его. Особенно большое место занимают работы по изучению влияния различных форм рельефа на термический режим в разных климатических условиях [6, 7, 9, 13, 15, 17, 20, 25, 27, 30, 31, 32, 33].

В рассмотренных работах в той или иной мере отражена идея А. И. Воейкова (1884) о необходимости получения количественной оценки изменения суточной амплитуды под влиянием рельефа. Но, несмотря на несомненную ценность подобных исследований, такую оценку на основании указанных работ сделать невозможно, так как они носят отрывочный характер, сделаны по различной методике и поэтому трудно сравнимы.

За последние 15 лет больших успехов достигло теоретическое направление в исследовании закономерностей суточного хода температуры

воздуха. Фундаментальными работами А. А. Дородницына [12], М. Е. Швеца [29], М. И. Юдина [26] решена теория суточного хода температуры воздуха в общем виде, позволившая подойти к прогнозу суточных колебаний температуры. Дальнейшее развитие этого направления шло по пути уточнения и упрощения теории суточного хода температуры (Д. Л. Лайтман [18], М. Е. Берлянд [2], Л. С. Гандин, К. В. Пятыгина [10]). Хорошее совпадение теоретических расчетов с фактическими данными говорит о том, что в этих работах довольно точно учтены все основные факторы, определяющие суточный ход температуры воздуха на открытом ровном месте. Но если на основании экспериментальных исследований выявлены качественные закономерности, а для некоторых районов получены и количественные характеристики по влиянию форм рельефа на термический режим, то в теоретических работах этот вопрос пока остается открытым.

Разработка теории суточного хода температуры воздуха с учетом форм рельефа является одной из важных задач физики атмосферы. Разрешение этой задачи является сложным по нескольким причинам: во-первых, из-за математических трудностей, во-вторых, потому, что до сих пор нет климатологической работы, дающей в самом общем виде количественную оценку изменения суточной амплитуды температуры в разных климатических условиях в зависимости от формы рельефа, т. е. количественное выражение закона А. И. Воейкова.

Цель настоящего исследования — дать географическое распределение суточной амплитуды температуры воздуха на территории СССР в летние месяцы, сделать общую количественную оценку изменения последней под влиянием местных условий и прежде всего рельефа.

Географическое распределение и различия в суточной амплитуде на положительных и отрицательных формах рельефа имеют большое значение прежде всего для сельскохозяйственного производства. Влияние суточного хода температуры воздуха на жизнь дикой растительности и сельскохозяйственных культур очень велико, и тем не менее до сих пор при характеристике термических условий вегетационного периода в агроклиматологических исследованиях, как правило, применяются средние суточные температуры, являющиеся условной термической характеристикой за сутки. Применение таких показателей, как длительность безморозного периода, средние даты наступления и прекращения заморозков, в значительной степени дополняет средние суточные температуры и их суммы. Но эти показатели дают оценку вегетационного периода в целом, а что происходит внутри этого периода, т. е. каково содержание средних суточных температур в разных климатических районах, — остается неизвестным. Решение этого вопроса очень важно, поскольку в настоящее время в науке установилось представление о том, что характер и скорость биохимических процессов, в конечном счете регулирующих темпы роста и развития, а также химический состав растений определяются не средним уровнем температур за сутки, а характером смены этих температур в качественно разные для растений дневные и ночные часы суток (П. И. Колосков [14]; Т. В. Олейникова [22]; А. А. Малышев [19]; Е. А. Дороганевская [11] и др.). При этом суточные амплитуды могут быть использованы, с одной стороны, для уточнения связи между скоростью развития растений и термическими условиями, с другой — для оценки территории с точки зрения получения урожаев определенного качества. Характеристика изменения суточной амплитуды в географическом разрезе на открытом ровном месте и в горах имеет, кроме того, самостоятельное общеклиматологическое и теоретическое значение.

Методика построения карт суточной амплитуды температуры воздуха

При выполнении данной работы за основу принят метод построения фоновых карт на уровне земной поверхности, разработанный И. А. Гольцберг [6] в применении к географической характеристике заморозков. Правильность принятой методики подтверждается существованием тесной зависимости между временем наступления заморозков и величиной суточной амплитуды температуры воздуха.

При составлении карт принимались во внимание все факторы, определяющие закономерности изменения суточной амплитуды в макромасштабе с учетом особенностей распределения последней в том или ином физико-географическом районе. При проведении изолиний не учитывались закономерности изменения суточной амплитуды под влиянием микроклиматических условий. Каждая из станций, расположенных на болоте, поляне, холме, у берега реки и т. д., отражает влияние местных особенностей, но территориальное распределение этих особенностей не может быть показано в масштабе карты. Эти станции репрезентативны для небольших участков и не репрезентативны для карты.

Согласно принятому условию, для равнинной части СССР карта строилась для открытого ровного места. Под ним следует понимать средние нормальные условия распределения суточной амплитуды температуры воздуха в том или ином физико-географическом районе. На территории СССР, за исключением торных районов, такие нормальные условия распределения суточной амплитуды создаются на больших ровных площадях порядка 1—2 км и более, которые могут лежать на равнине, обширном плато, в широкой плоской долине, т. е. при отсутствии того или иного влияния микроклиматических условий на величину суточной амплитуды. Этим условиям удовлетворяло преобладающее число станций, характеризующих фон, по которым и проводились изолинии.

Однако в некоторых районах (как правило, это районы с редкой сетью станций, часто отражающих влияние микроклиматических условий) изолинии проводились не по преобладающему числу станций, а по данным станций, репрезентативных для всего района. Так, например, были проведены изолинии в районе Западной Сибири, где большинство станций находится под влиянием рек и дает уменьшенную амплитуду температуры воздуха по сравнению с изолинией на карте.

В горных районах страны за нормальные средние условия распределения суточной амплитуды принималось местоположение на склонах, которые по энергетическим ресурсам и по условиям образования инверсий представляют собой нечто среднее между выпуклыми и вогнутыми формами рельефа, а также в широких (более 4—5 км) долинах предгорий. В этих районах изолинии проводились по данным станций, расположенных на склонах и в широких долинах предгорий, т. е. принимались во внимание станции, характеризующие фон.

Построенные таким методом фоновые карты послужили основой для решения практически важной задачи — получения количественной оценки изменения суточной амплитуды под влиянием местных условий. Для этого были использованы данные станций, не вошедших в число фоновых и отклоняющихся от изолиний на карте на величину $\geq \pm 1^\circ$.

Результаты этой работы обобщены в виде таблиц, которые пред-

ставляют собой систему поправок к карте и характеризуют закономерности изменения суточной амплитуды под влиянием местоположения.

Для построения карт суточной амплитуды были использованы массовые материалы климатических справочников СССР по температуре воздуха в 13 час. (так как таких материалов по максимальным температурам не имеется) и по среднему минимуму температуры. Поскольку максимальная температура, как правило, наблюдается после 14 час., разность $(t_{13} - t_{\min})$ дает несколько заниженные значения суточной амплитуды. Для оценки величины различий между $(t_{\max} - t_{13})$ были использованы имеющиеся в климатических справочниках СССР таблицы разностей $(t_{\max} - t_{13})$ для отдельных станций. На территории СССР разность $(t_{\max} - t_{13})$ колеблется в пределах $1,5-2,5^\circ$ для мая и июня (рис. 1а) и в пределах $1,5-2,0^\circ$ для июля и августа (рис. 1б). Наименьшая разность $(t_{\max} - t_{13})$ наблюдается в западных районах нашей страны, на побережье морей и равна $1,5^\circ$. При продвижении на восток и с удалением от моря в самых континентальных районах эта разность возрастает до $2,0-2,5^\circ$. Учитывая сравнительно постепенное изменение разности $(t_{\max} - t_{13})$ по территории, а также для простоты изложения карты средней разности $(t_{13} - t_{\min})$ в дальнейшем будем называть суточной амплитудой. Очевидно, чтобы получить величину истинной суточной амплитуды в каком-нибудь пункте (горные районы выделены штриховкой, поскольку величина поправки там неизвестна), достаточно к разности $(t_{13} - t_{\min})$ прибавить среднюю величину поправки, полученной за счет различия между максимальной температурой и температурой в 13 час.

Основными факторами, определяющими величину изменения суточной амплитуды, являются: широта места, время года, степень континентальности и топографические условия. Первые три фактора изменяются медленно, закономерно и последовательно. Изоамплитуды, в зависимости от этих факторов, должны представлять собой ряд плавных и близко параллельных кривых, что наряду с топографическими условиями очень осложняет картину. Поэтому при составлении карт наиболее трудной задачей является учет влияния абсолютной высоты и формы рельефа.

До последнего времени карты суточной амплитуды температуры воздуха для значительных территорий не строились. Впервые Е. С. Рубинштейн [23] были построены для территории СССР карты наибольшей и наименьшей разности между температурой воздуха в 13 часов и средним минимумом температуры воздуха.

Поскольку изучение этого вопроса начато недавно, многие количественные закономерности изменения суточной амплитуды температуры воздуха в зависимости от физико-географических условий неизвестны.

Например, не освещен в литературе вопрос о зависимости суточной амплитуды от высоты места и, следовательно, неизвестны величины вертикальных градиентов для суточной амплитуды температуры воздуха. Поэтому необходимо было выполнить специальные разработки для определения вертикального градиента суточной амплитуды.

С этой целью для каждой горной системы (Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Алтай и Саяны) по описаниям местоположения в паспортах станций были отобраны станции по следующим формам рельефа: 1) вершины и верхние части открытых склонов; 2) середины склонов; 3) горные долины; 4) замкнутые долины и котловины. Затем для каждой горной системы за каждый месяц строился корреляционный график, на котором по абсциссе откладывалась суточная амплитуда,

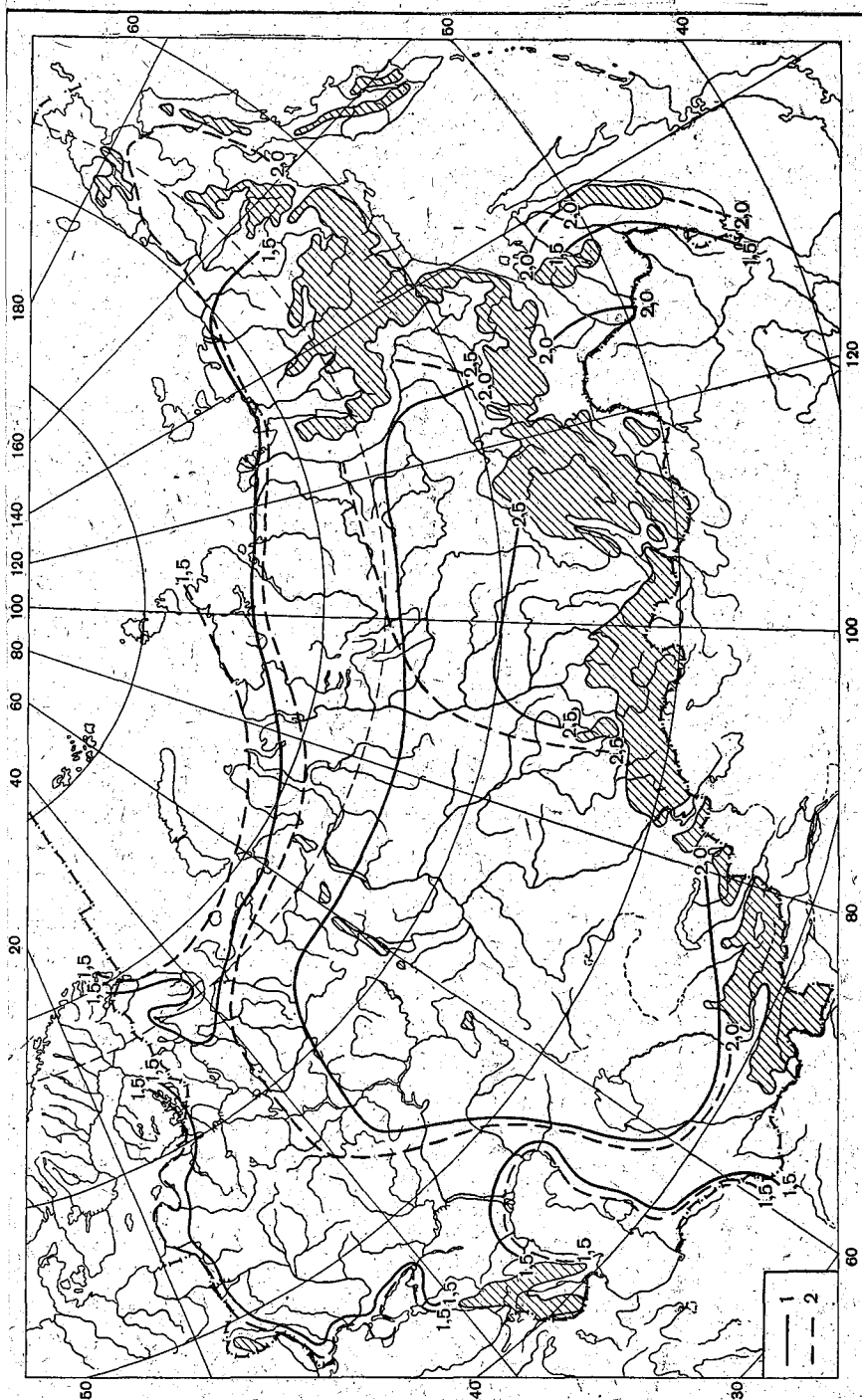


Рис. 1а. Географическое распределение средней многолетней разности между максимальной температурой и температурой в 13 час. для мая и июня.
1 — май, 2 — июнь.

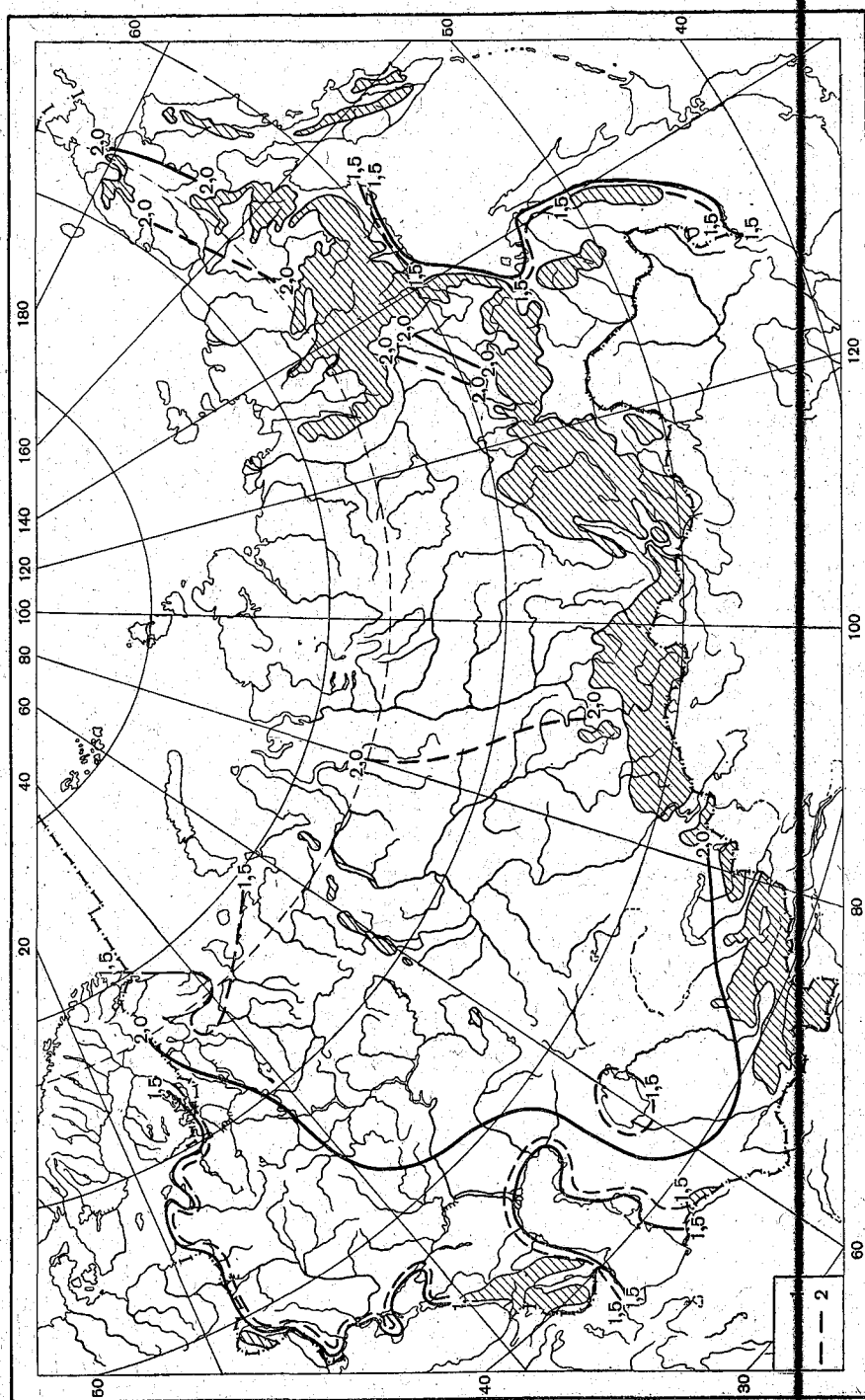


Рис. 16. Географическое распределение средней многолетней разности между максимальной температурой и температурой в 13 час. для июля и августа.
1 — июль, 2 — август.

по ординате — абсолютная высота над уровнем моря. Для Кавказа оказалось возможным построить такие графики отдельно для Предкавказья, южного склона Большого Кавказа, западного и восточного склонов Малого Кавказа. Анализ показал, что в величине вертикального градиента между ними практически различий нет, что дало возможность построить обобщенный для всего Кавказа график, приведенный на рис. 2. Такие же графики зависимости суточной амплитуды

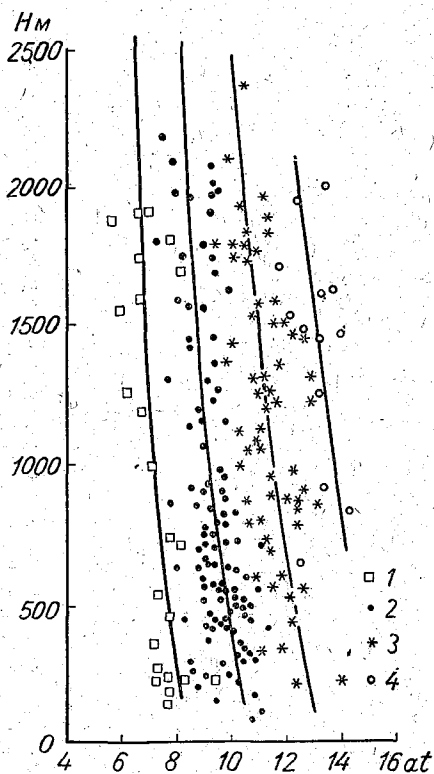


Рис. 2. Связь суточной амплитуды температуры воздуха с абсолютной высотой над уровнем моря для Большого и Малого Кавказа в июне.
1 — вершина, 2 — склон, 3 — горная долина, 4 — замкнутая долина или котловина.

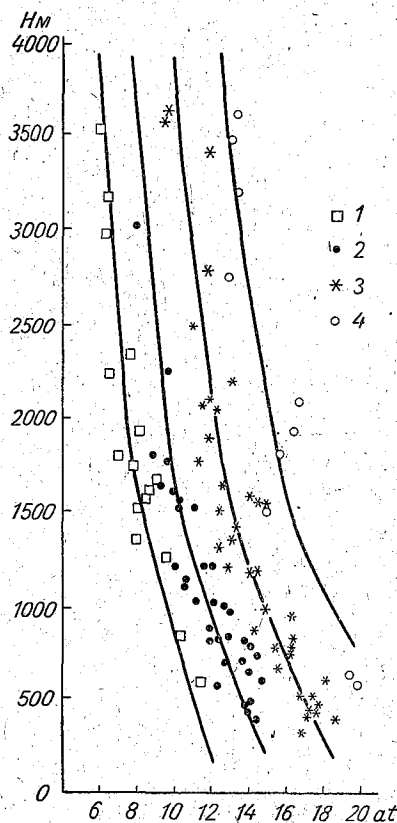


Рис. 3. Связь суточной амплитуды температуры воздуха с абсолютной высотой над уровнем моря для Тянь-Шаня и Памира в июне.
1 — вершина, 2 — склон, 3 — горная долина, 4 — замкнутая долина или котловина.

от высоты места построены для Тянь-Шаня и Памира (рис. 3), а также для Алтая и Саян.

Для горных районов Урала и Восточной Сибири при построении карт принят градиент примерно такой же, как для Кавказа и Алтая, с некоторым уточнением по отдельным станциям. Как видно на приведенных корреляционных графиках (рис. 2—4), точки дают разброс, вызванный тем, что принятая общая типизация по формам рельефа не учитывает всего их многообразия.

Так, например, по описаниям в паспортах отбирались станции на склоне, но учесть крутизну, форму склона, площадь воздухообора по описаниям, выполненным подчас схематично, не удавалось. По этой

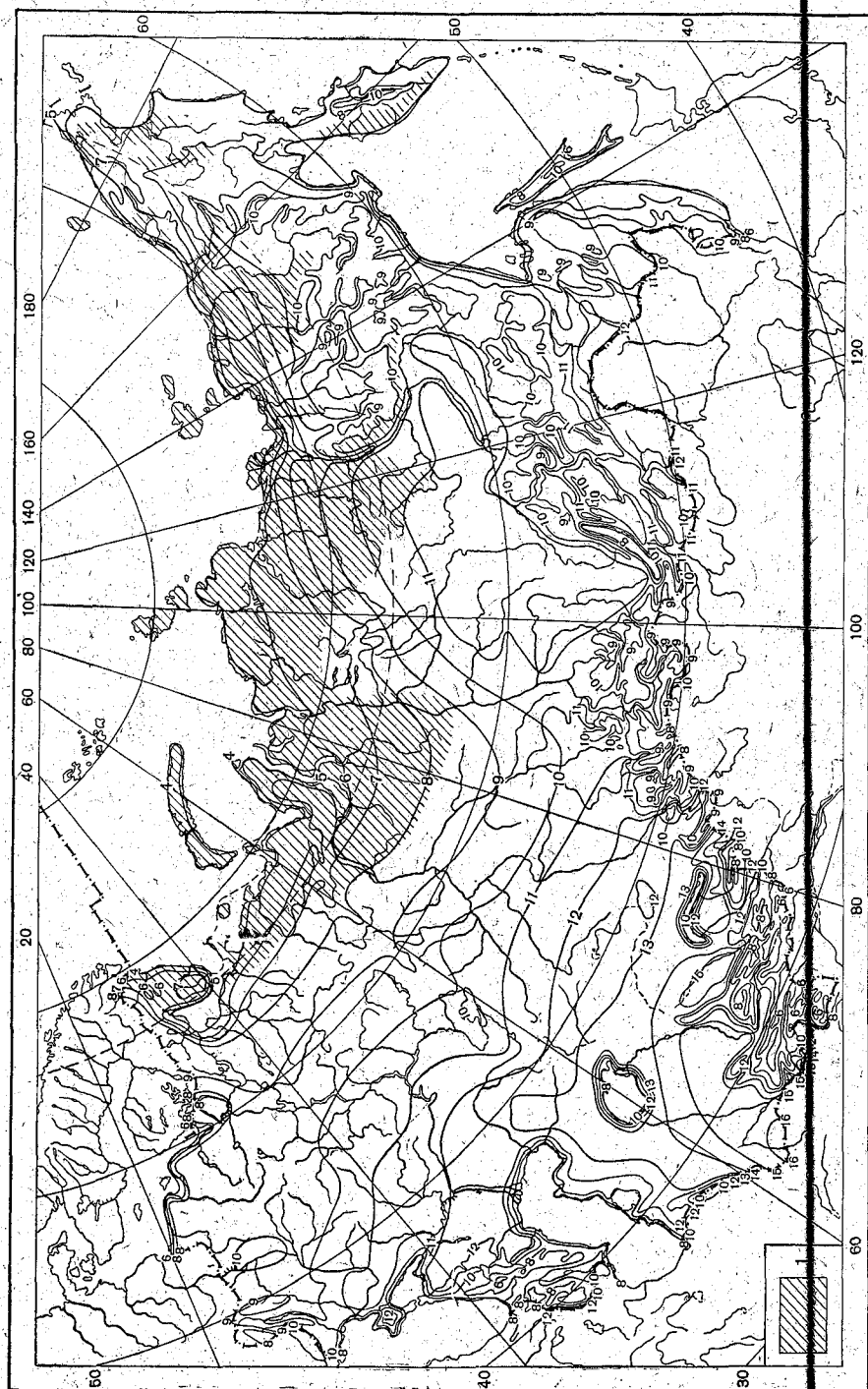


Рис. 4. Суточная амплитуда температуры воздуха на территории СССР в мае.
 / — район схода устойчивого снежного покрова после 10 V.

же причине нельзя было детализировать долины по форме, ширине, глубине. Как правило, точки, отклоняющиеся на трафиках вправо или влево от средней линии, — это станции, на которых, кроме формы рельефа, накладывается влияние еще других местных условий. Например, на Кавказе (рис. 2) значительное уменьшение суточной амплитуды температуры воздуха дают станции, находящиеся под влиянием Черного моря (Гагра-хребет, Мархотский перевал, Ачишхо и т. д.). Температурные условия склона, а не горной долины, характерны для долинных станций Мегри, Шемаха, Нуха, Закаталы. Это так называемые «теплые долины» с хорошим стоком холодного воздуха.

В горах Тянь-Шаня и Памира (рис. 3) уменьшение суточной амплитуды дают станции, находящиеся на ледниках, вблизи озер, горячих источников (Верхний Горельник, ледник Федченко), и под влиянием орошения. Увеличение суточной амплитуды дают станции, находящиеся в сложных условиях рельефа (например, станция Куляб расположена на верхней трассе реки, но в горной долине и т. д.).

Значительное отклонение в сторону увеличения суточной амплитуды (рис. 2, 3) дают узкие (≤ 1 км) замкнутые горные долины и особенно плоские котловины, такие, как Орловский поселок, Лепсинск, Милютинская, Дангара.

Необходимо сказать еще о котловинах с выпуклым дном в горах Алтая и Саян (Лениногорск, Марка-Куль, Кегеня), которые дают уменьшение суточной амплитуды и по своей величине приближаются к склону.

Разделение станций по формам рельефа позволило получить суточные амплитуды для разных форм рельефа, а также оценить влияние абсолютной высоты над уровнем моря на изменение величины суточной амплитуды. На Кавказе, Алтае и Саянах заметна только тенденция к неравномерному изменению величины вертикального градиента по отдельным высотам. На Памире и Тянь-Шане четко намечается два слоя, или горизонта, в которых изменение суточной амплитуды с высотой идет с различными градиентами. Для Алтая, Саян, Кавказа высота нижнего слоя не превышает 800—1000 м, а для Тянь-Шаня и Памира 1500—1700 м. Для нижнего горизонта характерно более быстрое уменьшение суточной амплитуды с высотой по сравнению с большими высотами, причем в континентальном и сухом климате изменение в распределении вертикального градиента по высоте выражено более резко (Тянь-Шань и Памир).

Такой характер изменения суточной амплитуды с высотой объясняется несколькими причинами. В свободной атмосфере изменение суточной амплитуды с высотой определяется, с одной стороны, неравномерным характером убывания плотности атмосферы и влагосодержания с высотой, с другой — изменением расстояния от подстилающей поверхности, являющейся источником тепла. На отдельных горных хребтах действуют те же законы, с тем различием, что расстояние от подстилающей поверхности не меняется. Но сама масса отдельных горных хребтов слишком мала, и поэтому суточные колебания температуры воздуха в значительной мере определяются процессом охлаждения и нагревания воздуха, отличающегося малой теплоемкостью и теплопроводностью. Возрастание скорости ветра с высотой, обеспечивающее хорошее перемешивание воздушных масс в течение суток, также способствует затуханию суточных колебаний с высотой и приближению к условиям свободной атмосферы.

Необходимо отметить, что на сплошных высокогорных поднятиях, где масса подстилающей поверхности велика, убывание плотности

Таблица 1

Величины высотных градиентов суточной амплитуды температуры воздуха

Месяцы	Вершина		Склон		Горная долина		Замкнутая долина и котловина	
	нижний слой	верхний слой	нижний слой	верхний слой	нижний слой	верхний слой	нижний слой	верхний слой
1. Большой и Малый Кавказ								
Май . .	0,10	0,06	0,12	0,08	0,14	0,10	—	—
Июнь . .	0,10	0,06	0,12	0,08	0,17	0,11	—	—
Июль . .	0,10	0,06	0,15	0,08	0,17	0,11	—	—
Август . .	0,10	0,06	0,14	0,08	0,17	0,10	—	—
2. Тянь-Шань и Памир								
Май . .	0,22	0,06	0,26	0,10	0,30	0,12	0,33	0,15
Июнь . .	0,24	0,08	0,30	0,11	0,34	0,13	0,33	0,15
Июль . .	0,25	0,08	0,30	0,11	0,34	0,14	0,33	0,17
Август . .	0,27	0,08	0,30	0,11	0,38	0,16	0,33	0,18
3. Алтай и Саяны								
Май . .	0,13	0,06	0,17	0,08	0,22	0,11	—	—
Июнь . .	0,11	0,06	0,14	0,08	0,22	0,13	—	—
Июль . .	0,10	0,07	0,16	0,09	0,21	0,13	—	—
Август . .	0,10	0,06	0,14	0,08	0,20	0,11	—	—

атмосферы и влагосодержания с высотой только способствует увеличению дневного прогрева и ночного охлаждения, в результате чего на таких плоскогорьях суточные амплитуды могут возрастать с высотой до определенного предела.

Самые большие градиенты наблюдаются на Тянь-Шане и Памире. Для склона, например, в августе они составляют для слоя 200—500 м $0,3^\circ$ на 100 м, для вершин этот градиент несколько меньше, а для горных долин больше $0,4^\circ$. На Алтае и Саянах на той же высоте для склона вертикальный градиент составляет $0,16—0,20^\circ$, а на Кавказе $0,13—0,16^\circ$. С увеличением высоты абсолютные значения градиентов уменьшаются в 2—3 раза и сглаживаются различия в его величине для разных форм рельефа. Полученные вертикальные градиенты сравнительно мало изменяются по месяцам (табл. 1).

Для построения карт суточной амплитуды в горах за нормальный был взят вертикальный градиент, полученный для склона. В этих районах карта строилась путем расчета, контролируемого цифровыми данными метеорологических станций. Рабочий масштаб бланков для горных районов был 1 : 3 500 000, вся же карта строилась на бланке 1 : 5 000 000.

Географическое распределение суточной амплитуды температуры воздуха на территории СССР в летний период

Распределение суточной амплитуды, как видно из карт (рис. 4—8), на территории СССР за период с мая по август носит в общем широтный характер. Такое распределение совпадает с закономерным изменением основных факторов, наиболее сильно влияющих на энергетическую базу процесса суточных колебаний температуры воздуха (широта

места, время года, количество облаков и их оптические свойства). Но широтный ход изолиний часто нарушается, отражая большое влияние степени континентальности климата на величину суточной амплитуды. Поэтому можно сказать, что суточная амплитуда возрастает с севера на юг и с запада на восток. Это хорошо видно при продвижении от морских северо-западных районов к юго-востоку, в направлении к засушливому Нижнему Поволжью. Особенно резко широтный ход изолиний нарушается в полупустынных районах Средней Азии.

Для всей территории СССР в целом величина суточной амплитуды возрастает от мая к августу, хотя в отдельных климатических районах время наступления максимальных значений амплитуд не совпадает.

Самые малые суточные амплитуды наблюдаются в летний период на выступающих в море мысах, маяках, островах, составляя на побережье арктических морей $2,5-3,5^\circ$, а на побережье внутриконтинентальных морей (таких, как Черное, Каспийское, Аральское) $4-5^\circ$. Самые большие суточные амплитуды отмечаются в юго-восточных районах пустыни Кара-Кум, в некоторых долинах Таджикистана, а особенно в плоских котлованах типа Милютинской, Курган-Тюбе и др. (превышая $20-21^\circ$).

Рассмотрим некоторые особенности распределения суточной амплитуды на территории СССР. Увеличение суточной амплитуды в районе Припяти с огромными площадями низинных или травяных болот, несколько неожиданное на первый взгляд, по-видимому, объясняется особенностями термического режима этих болот в переходные сезоны. Весной и в начале лета (рис. 4, 5) болота еще очень холодны и испарение значительно отстает от роста температуры, что способствует увеличению суточных колебаний температуры воздуха. Это усугубляется еще физико-географической особенностью Полесской низменности, напоминающей огромное блюдо с приподнятыми краями.

Еще значительнее увеличение суточной амплитуды (рис. 5, 6) в районе Васюганских болот. Это объясняется тем, что преобладающие здесь моховые болота по своим физическим свойствам отличаются от травяных. Верховые болота в противоположность низинным накапливают летом много воды в торфе, а испаряют мало. На таких болотах суточная амплитуда может быть больше, чем на суходоле, и морозоопасность выше.

Интересно распределение суточной амплитуды в степной части Крымского полуострова, где она достигает таких же значений, как в континентальном климате Нижнего Поволжья ($12-13^\circ$ для мая — августа), причем на отдельных станциях ее величина доходит до 14° . Это объясняется условиями циркуляции, создающими здесь в весенне-летний период исключительно солнечную и ясную погоду, а также защищенностью от моря Крымскими горами, в результате чего усиливается дневное прогревание и ночное охлаждение. На небольших возвышенностях ЕТС влияние абсолютной высоты мало и перекрывается формами рельефа. Тем не менее суточная амплитуда на этих возвышенностях по сравнению с ровным местом несколько меньше.

Заметно увеличение суточной амплитуды в Казахском мелкосопочнике, который представляет собой хотя невысокое, но сплошное поднятие типа плоского плато, где суточный ход выражен резко. Наличие же невысоких сопок, с которых ночью холодный воздух стекает на плоские широкие пространства, увеличивает размах суточных колебаний температуры воздуха.

В горных районах страны суточная амплитуда уменьшается с высотой, причем количественно это выражено по-разному для различных

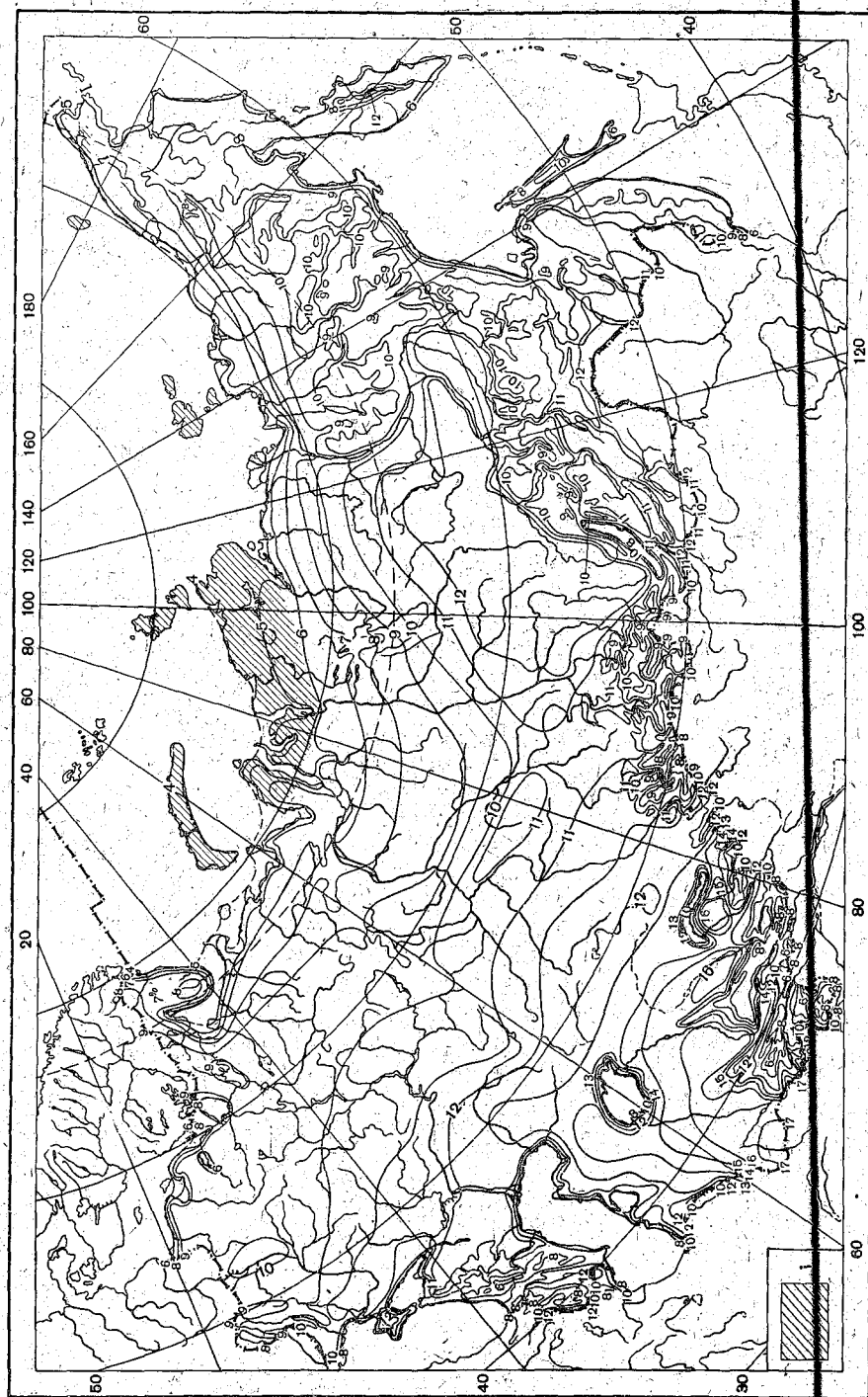


Рис. 5. Суточная амплитуда температуры воздуха на территории СССР в июне.
1 — район схода устойчивого снежного покрова после 10 VI.

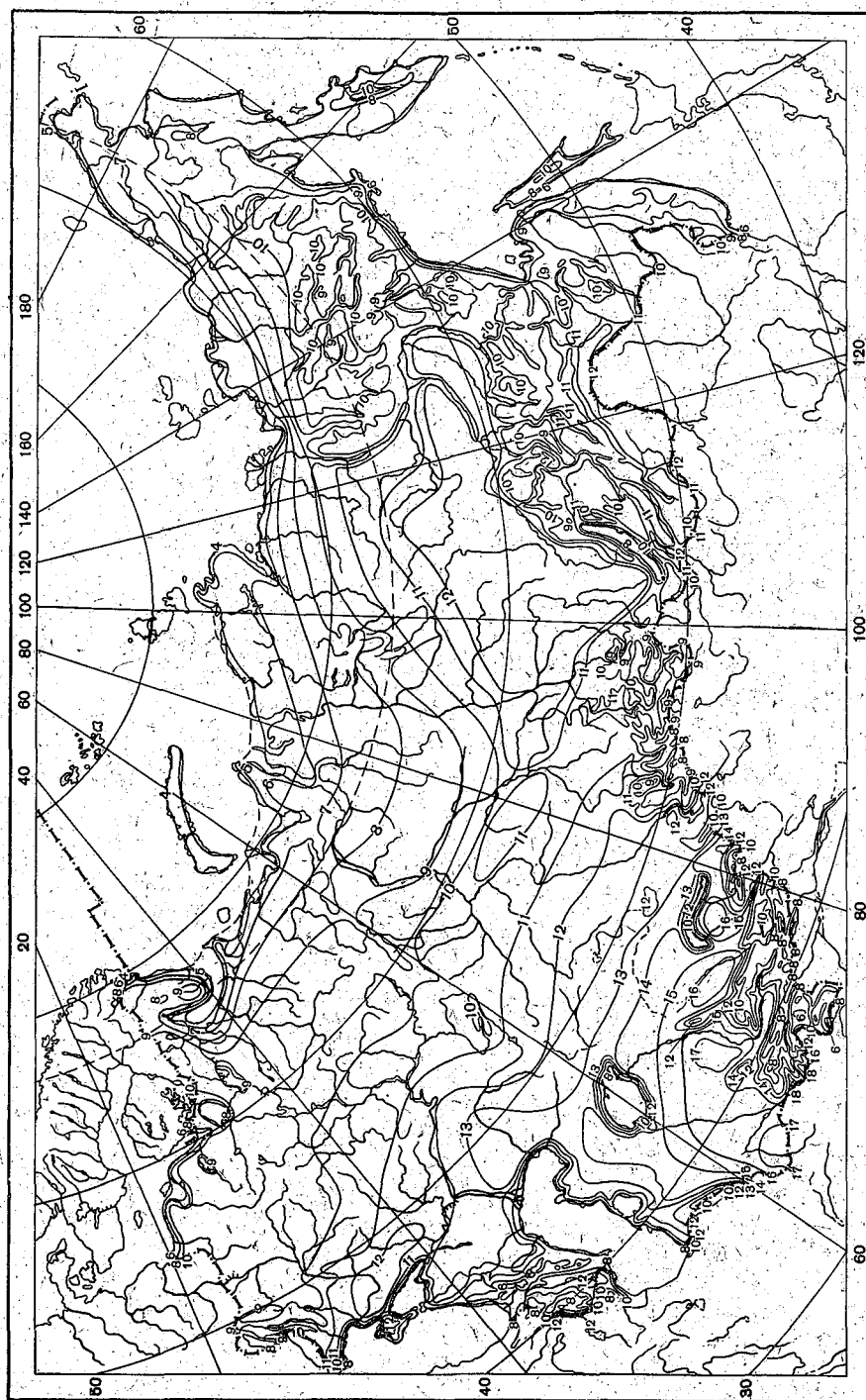


Рис. 6. Суточная амплитуда температуры воздуха на территории СССР в июле.

горных систем. Проведение изолиний в горах связано с учетом высоты, которая на картах малого масштаба изображается схематично; снять с такой карты величину амплитуды с практической точностью для определенного пункта невозможно. Чтобы иметь представление о высоте прохождения изолиний и об абсолютной величине суточной амплитуды в горах, на основании вышеуказанных корреляционных графиков составлена табл. 2 изменения значений амплитуды с высотой для основных горных систем СССР, кроме районов Восточной Сибири и Дальнего Востока. Составить такие таблицы для этих районов не представилось возможным из-за ограниченности материала.

Оценка изменения суточной амплитуды в горных районах Восточной Сибири могла быть сделана только на основании расчета величины амплитуды по общему широтному и высотному градиенту, введенному по станциям Алтая, Саян, Забайкалья. В этой части карта схематична. Особенно неблагоприятным фактором при составлении карт этой части СССР является расположение станций преимущественно в широких долинах сибирских рек, значительно снижающих суточную амплитуду.

При продвижении из равнинных районов Западной Сибири на Восточно-Сибирское плоскогорье заметно увеличиваются суточные амплитуды, что полностью соответствует выводам А. И. Воейкова (1948) в отношении плоских сплошных поднятий. Увеличение суточной амплитуды в этом случае есть следствие возрастания прихода солнечной радиации в дневные часы и возрастания расходной части баланса ночью, поскольку сток холодного воздуха на таких плоскогорьях затруднен. Самые большие суточные амплитуды до 12° (а на отдельных станциях до $14-15^{\circ}$) наблюдаются в июне—июле в центральных районах плоскогорья, а также в Забайкалье, в районах рр. Селенги, Шилки, Зеи.

Дальше к востоку под влиянием морей и сильно развитого летнего муссона суточные амплитуды уменьшаются. На склонах, обращенных к морю, они составляют 8° и меньше, а в небольших долинах, защищенных от моря горами, возрастают до $10-12^{\circ}$. Несколько неожиданным явился тот факт, что величина суточной амплитуды в самых континентальных районах СССР (районах Восточной Сибири) оказалась меньше, чем в Средней Азии. Это объясняется прежде всего тем, что максимум суточной амплитуды в годовом ходе приходится на разное время для этих районов. В районах Восточной Сибири максимум сдвинут ко времени весеннего равноденствия (по условиям облачности и прозрачности атмосферы), а в районах Средней Азии — ко времени осеннего равноденствия.

Влияние местоположения на величину суточной амплитуды температуры воздуха

Представленные на рис. 4—8 карты суточной амплитуды показывают графическое распределение этого элемента в макроклиматическом масштабе. Эти карты дают общий фон, характеризующий средние условия открытого ровного места — для равнины и положение на склоне — для горных систем на территории СССР. Зная эти средние условия и учитывая основные закономерности изменения суточной амплитуды под влиянием местных условий, можно с достаточной точностью определить действительную величину амплитуды для конкретного пункта.

Для определения влияния местных условий на изменение величины суточной амплитуды были использованы данные всех станций, по

Таблица 2

Суточная амплитуда температуры воздуха на разных высотах

Высота (в м)	Май				Июнь				Июль				Август			
	Вершина	Склон	Горная долина	Замкнутая долина и котловина	Вершина	Склон	Горная долина	Замкнутая долина и котловина	Вершина	Склон	Горная долина	Замкнутая долина и котловина	Вершина	Склон	Горная долина	Замкнутая долина и котловина
1. Малый и Большой Кавказ																
200	8,1	10,0	12,2	—	8,0	10,2	12,8	—	8,0	10,4	13,1	—	8,4	10,9	13,8	—
500	7,7	9,6	11,7	—	7,6	9,8	12,2	—	7,6	9,9	12,5	—	8,0	10,4	13,1	—
1000	7,3	9,0	11,1	12,9	7,2	9,2	11,5	13,6	7,2	9,2	11,8	14,3	7,6	9,8	12,4	15,5
1500	6,9	8,5	10,5	12,2	6,8	8,7	10,9	12,9	6,8	8,7	11,2	13,6	7,2	9,3	11,8	14,7
2000	6,6	8,1	10,0	11,6	6,5	8,4	10,4	12,3	6,5	8,3	10,7	13,0	6,9	8,9	11,3	14,0
2500	6,3	7,8	9,6	—	6,3	8,0	9,9	—	6,2	8,0	10,2	—	6,7	8,6	10,9	—
2. Тянь-Шань и Памир																
200	10,4	13,2	16,3	—	11,9	14,9	18,4	—	12,4	15,8	19,5	—	12,8	16,5	20,8	—
500	9,6	12,3	15,2	—	11,0	13,7	17,0	—	11,4	14,5	18,0	—	11,8	15,3	19,3	—
1000	8,5	10,8	13,4	—	9,6	11,9	14,8	—	9,9	12,8	15,9	—	10,2	13,4	17,1	—
1500	7,4	9,4	11,9	14,9	8,2	10,3	13,0	16,3	8,6	11,3	14,3	17,8	8,8	11,9	15,4	19,0
2000	6,6	8,7	11,0	13,9	7,3	9,4	12,0	15,2	7,9	10,3	13,2	16,5	7,9	10,9	14,2	18,0
2500	6,2	8,1	10,3	13,2	6,8	8,8	11,3	14,3	7,4	9,6	12,5	15,6	7,4	10,2	13,4	17,0
3000	5,9	7,7	9,7	12,6	6,4	8,3	10,7	13,5	7,0	9,1	11,8	14,8	7,0	9,5	12,7	16,0
3500	5,6	7,3	9,2	11,9	6,0	7,8	10,1	12,8	6,6	8,6	11,2	14,0	6,7	8,9	12,1	15,2
4000	5,3	6,9	8,7	11,2	5,7	7,4	9,6	12,2	6,3	8,2	10,6	13,4	6,4	8,5	11,5	14,4
3. Алтай и Саяны																
200	8,8	11,4	14,6	—	8,7	11,6	15,2	—	8,6	11,6	15,0	—	8,4	11,1	14,4	—
500	8,3	10,8	13,8	—	8,3	11,1	14,4	—	8,2	11,0	14,2	—	8,0	10,7	13,7	—
1000	7,8	10,1	12,9	—	7,9	10,5	13,6	—	7,8	10,4	13,4	—	7,7	10,1	12,9	—
1500	7,5	9,7	12,3	—	7,6	10,1	13,0	—	7,5	9,9	12,8	—	7,4	9,6	12,3	—
2000	7,3	9,3	11,8	—	7,4	9,7	12,4	—	7,3	9,5	12,2	—	7,2	9,2	11,8	—

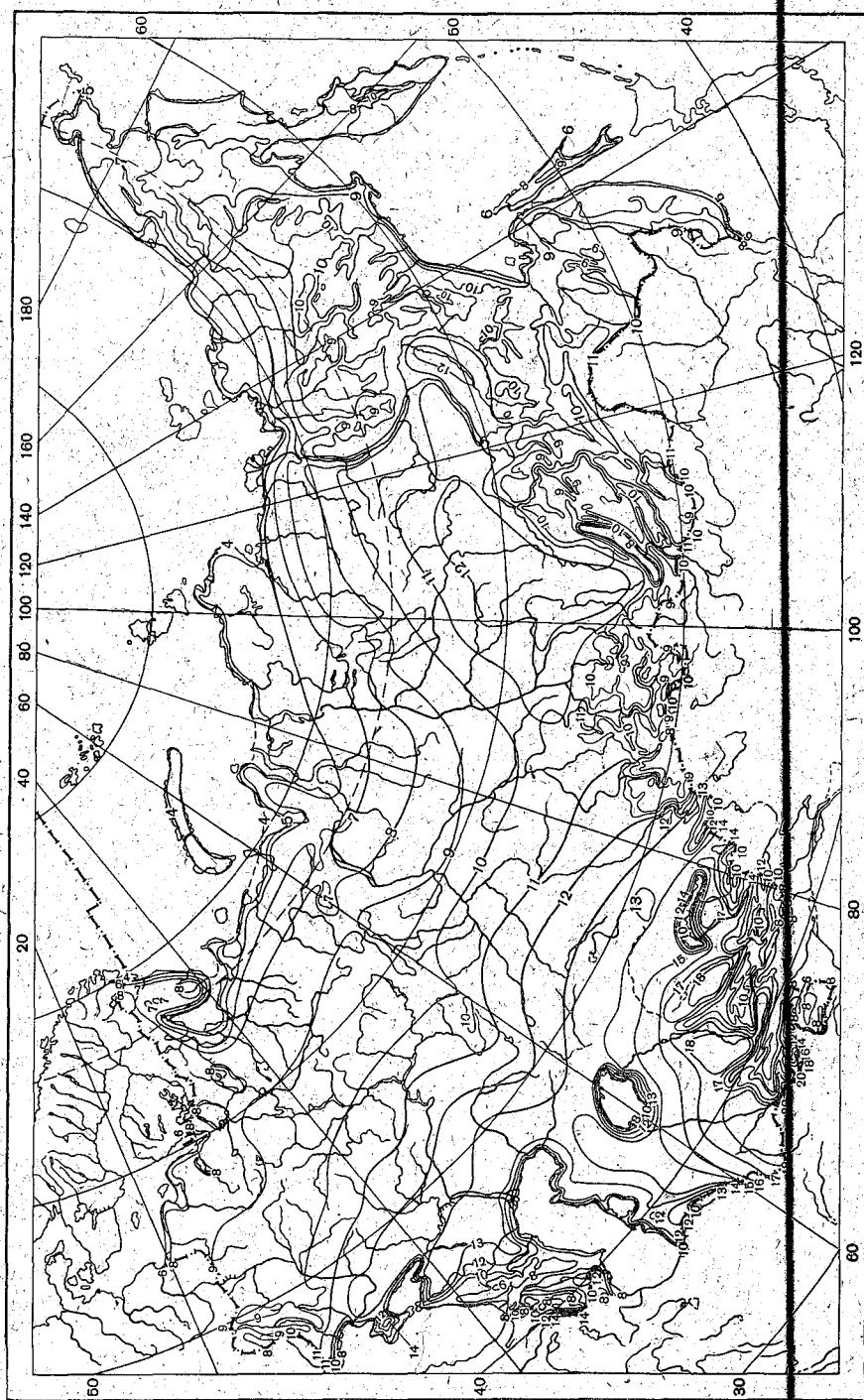


Рис. 7. Суточная амплитуда температуры воздуха на территории СССР в августе.

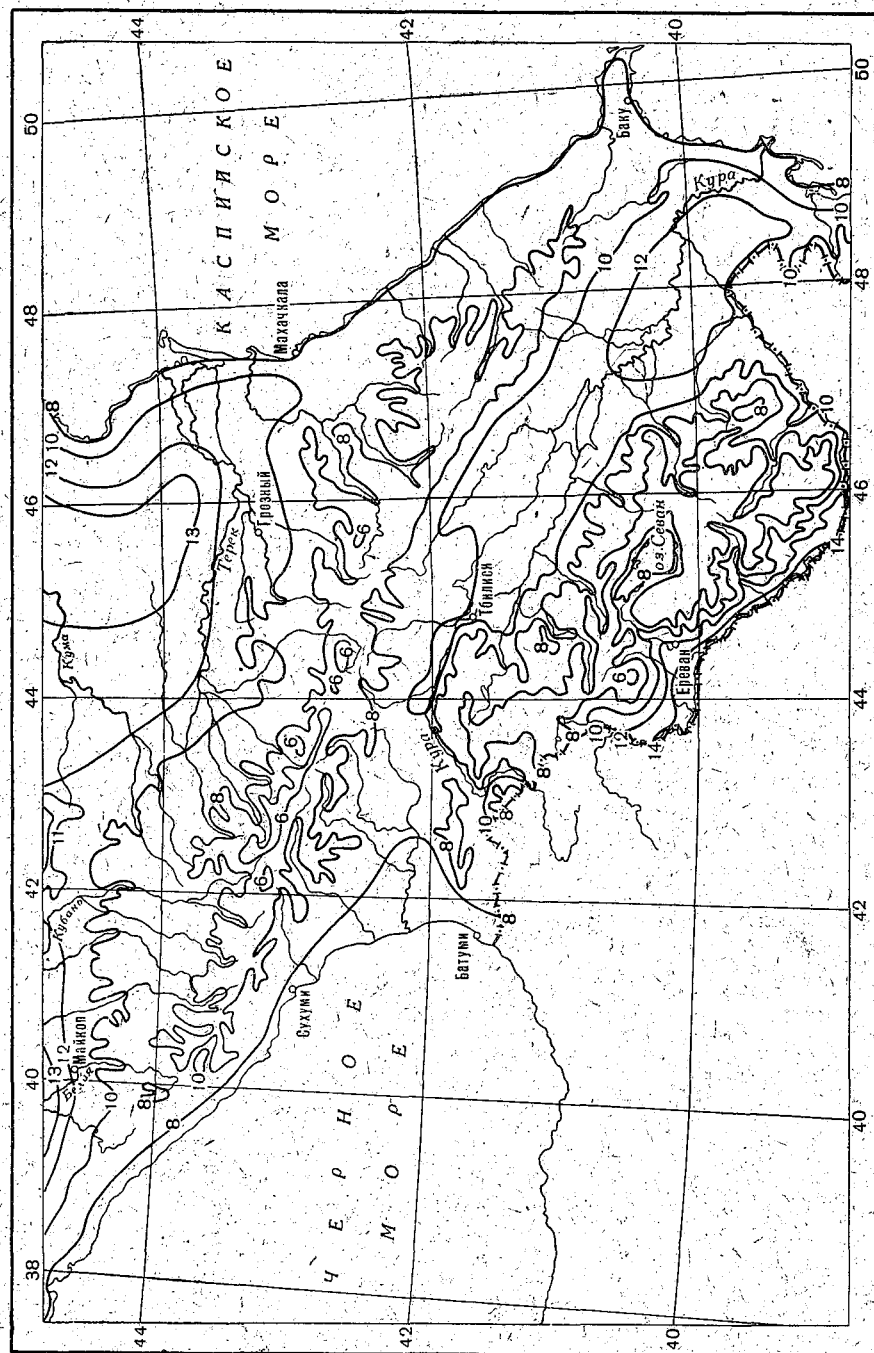


Рис. 8. Суточная амплитуда температуры воздуха на территории Кавказа в августе.

которым суточная амплитуда отклонялась от средней величины, снятой с карты (рис. 4—7) для соответствующего пункта, свыше $\pm 1,0^\circ$. Эти данные подвергались анализу на основании паспортов станций. Для всех станций, для которых имелось четкое описание местоположения, были составлены отклонения величины суточной амплитуды от соответствующей средней по району, снятой с карты для ровного открытого места. Полученный в результате этой обработки цифровой материал по отдельным станциям в дальнейшем был осреднен и результаты представлены в табл. 3.

Таблица 3

Изменение суточной амплитуды температуры воздуха под влиянием местоположения (по сравнению с открытым ровным местом)

Местоположение	Холодный воздух		Отклонение амплитуды от средней величины			
	приток	сток	май	июнь	июль	август
1. Вершина и верхние части открытых склонов (уклон не более 10° , с $\Delta h \leq 150$ м)	нет	хор.	-2,0°	-2,0°	-2,0°	-2,3°
2. Середина склонов (уклон не более 10°)	есть	есть	-1,0	-1,0	-1,0	-1,2
3. Дно широких (более 1 км в поперечнике) долин	есть	очень слабый	+1,5	+1,5	+1,8	+1,8
4. Плоские замкнутые котловины	есть	нет	+2,5	+2,5	+2,5	+3,0
5. Лесные поляны	есть	нет	+1,5	+1,5	+1,5	+1,7
6. Долины больших рек	—	—	-1,5	-1,5	-1,7	-1,8
7. Побережье больших озер	—	—	-2,5	-2,5	-2,5	-2,7
8. Острова среди моря	—	—	-3,0	-3,0	-3,0	-3,5
9. Орошаемые районы Средней Азии	—	—	-1,3	-1,5	-1,7	-1,8
10. Осушенные болота	—	—	+2,0	+1,5	+1,5	+1,7
11. Города	—	—	-1,0	-1,0	-1,3	-1,5

Примечание. Знак минус (—) означает уменьшение суточной амплитуды по сравнению с изолинией на карте, знак плюс (+) — соответственно увеличение.

Для горных районов для этой цели использованы приведенные в табл. 2 изменения суточной амплитуды с высотой в разных условиях рельефа (в этом случае для каждой формы рельефа бралась величина отклонений суточной амплитуды от средней величины на склоне).

Поскольку законы изменения суточной амплитуды в холмистом и горном рельефе различны (в горах, кроме влияния форм рельефа, четко проявляется влияние абсолютной высоты над уровнем моря), целесообразно рассмотреть отдельно влияние холмистого горного рельефа.

В холмистом рельефе в широких плоских долинах с некоторым преобладанием подтока холодного воздуха над стоком суточная амплитуда в среднем на $1,5-2,0^\circ$ больше по сравнению с открытым ров-

ным местом. В замкнутых плоских котловинах с сильным подтоком холодного воздуха и отсутствием стока суточная амплитуда увеличивается в среднем на $2,0-3,0^{\circ}$.

На положительных формах рельефа, особенно на вершинах и открытых верхних частях склонов с хорошим воздушным обменом, суточная амплитуда уменьшается в среднем на $2,0^{\circ}$, причем в северо-западных районах ЕТС эта величина уменьшается до $1,5^{\circ}$, а в районах Средней Азии возрастает до $2,5-3,0^{\circ}$.

В табл. 4 представлены величины отклонений суточной амплитуды от средней ее величины, полученной для склона, для основных горных районов СССР. В этих районах выделены следующие формы рельефа: 1) горные долины с относительной разностью высот между бровкой и дном свыше 150 м (шириной более 1—2 км); 2) извилистые узкие (шириной ≤ 1 км) U-образные замкнутые долины и котловины; 3) середина склонов (с уклоном $\geq 10^{\circ}$); 4) вершина и верхние части открытых склонов (при относительной разности высот выше 150 м). Обобщая данные табл. 4, необходимо отметить: 1) абсолютные величины отклонений суточной амплитуды (т. е. поправки на рельеф) с высотой уменьшаются во всех горных районах; 2) поправки на рельеф по абсолютной величине различны для разных горных систем и зависят от характера горной страны и климатических условий. Наибольшие отклонения суточной амплитуды под влиянием форм рельефа наблюдаются в сухом и континентальном климате Средней Азии, в горах Тянь-Шаня и Памира. Здесь, например, в августе на $h=1000$ м суточная амплитуда на склоне равна (см. табл. 2) $13,4^{\circ}$, на вершине ее величина по сравнению со склоном на $3,2^{\circ}$ меньше, а в горных долинах на $3,7^{\circ}$ больше. В узких замкнутых долинах и котловинах в этом же месяце на $h=1000$ м суточная амплитуда увеличивается по сравнению с изолинией на карте в среднем на 7° , достигая 20° . Различия в величине суточной амплитуды между выпуклыми и вогнутыми формами рельефа в августе на $h=1000$ м доходят до $10-11^{\circ}$. Еще большие различия в величине суточной амплитуды получаются в более низких горизонтах (табл. 4).

Полученные величины отклонений суточной амплитуды за счет влияния форм рельефа сравнимы с изменением суточной амплитуды в макромасштабе, например, от районов Подмосковья до юго-восточных районов пустыни Кара-Кум. Примерно также количественно выражено изменение суточной амплитуды под влиянием рельефа в горах Алтая и Саян, с той, однако, разницей, что наибольшие величины отклонений наблюдаются здесь в июне и июле, а в горах Тянь-Шаня и Памира они нарастают от мая к августу.

На Кавказе изменение суточной амплитуды под влиянием форм рельефа выражено менее резко. В том же августе, например, на $h=1000$ м суточная амплитуда на склоне составляет $9,8^{\circ}$, в горных долинах ее величина соответственно увеличивается на $2,6^{\circ}$, а на вершинах уменьшается на $2,2^{\circ}$ по сравнению со склоном. В узких горных долинах и котловинах суточная амплитуда увеличивается в среднем на 5° на этой же высоте, достигая $15,5^{\circ}$. Максимальные различия в суточной амплитуде между вершиной и котловиной достигают в среднем $7-8^{\circ}$ (на вершинах суточная амплитуда равна $7,6^{\circ}$, а в котловинах — $15,5^{\circ}$).

Поскольку из-за методических трудностей не удалось сделать более детальную типизацию форм рельефа, чем та, которая представлена в табл. 3—4, необходимо сказать о разновидностях этих форм. Следует напомнить, что в узких ущельях с крутыми склонами величина суточной амплитуды будет меньше, чем в узких замкнутых U-образных

Изменение суточной амплитуды температуры воздуха в разных условиях рельефа
(по сравнению со склоном)

Высота (в м)	Май			Июнь			Июль			Август		
	вершина	горная долина	котлови- на	вершина	горная долина	котлови- на	вершина	горная долина	котлови- на	вершина	горная долина	котлови- на
1. Малый и Большой Кавказ												
200	-1,9	+2,2	-	-2,2	+2,6	-	-2,4	+2,7	-	-2,5	+2,9	-
1000	-1,7	+2,1	+3,9	-2,0	+2,3	+4,4	-2,0	+2,6	+5,1	-2,2	+2,6	+5,7
2000	-1,5	+1,9	+3,5	-1,9	+2,0	+3,9	-1,8	+2,4	+4,7	-2,0	+2,4	+5,1
2500	-1,5	+1,8	-	-1,7	+1,9	-	-1,8	+2,2	-	-1,9	+2,3	-
2. Тянь-Шань и Памир												
200	-2,8	+3,1	-	-3,0	+3,5	-	-3,4	+3,7	-	-3,7	+4,3	-
1000	-2,3	+2,6	-	-2,3	+2,9	-	-2,9	+3,1	-	-3,2	+3,7	-
2000	-2,0	+2,3	+5,2	-2,1	+2,6	+5,8	-2,4	+2,9	+6,2	-3,0	+3,3	+7,1
3000	-1,8	+2,0	+4,7	-1,9	+2,4	+5,2	-2,1	+2,7	+5,7	-2,5	+3,2	+6,4
4000	-1,6	+1,8	+4,3	-1,7	+2,2	+4,8	-1,9	+2,4	+5,2	-1,9	+3,0	+5,9
3. Алтай и Саяны												
200	-2,6	+3,2	-	-2,9	+3,6	-	-3,0	+3,4	-	-2,7	+3,3	-
1000	-2,3	+2,8	-	-2,6	+3,1	-	-2,6	+3,0	-	-2,4	+2,8	-
2000	-2,0	+2,5	-	-2,3	+2,7	-	-2,2	+2,7	-	-2,0	+2,6	-

Примечание. Знак + (плюс) означает увеличение суточной амплитуды, по сравнению с ее величиной на склоне, знак - (минус) означает соответственно уменьшение.

долинах, а следовательно, и величина поправки будет меньше. На Кавказе на склонах, обращенных к морю, поправки на рельеф будут меньше представленных в табл. 4. В так называемых «теплых» горных долинах (это V-образные долины с большим уклоном, благодаря которому обеспечивается хороший сток холодного воздуха) суточная амплитуда уменьшается, приближаясь по своей величине к суточной амплитуде на склоне, и поправка на рельеф соответственно приближается к нулю.

В котловинах с выпуклым дном (эта сложная форма рельефа чаще всего встречается в горных районах Средней Азии и Восточной Сибири и представляет собой обычную котловину, в центре которой имеется возвышение в виде холма над ее дном) суточная амплитуда оказывается меньше, чем это показано в табл. 4. Первую количественную оценку этой формы рельефа сделал П. И. Колосков [14]. Наши данные полностью совпадают с этой оценкой. В этих котловинах благодаря имеющемуся возвышению над дном обеспечивается неплохой сток холодного воздуха ночью, в результате чего амплитуды лишь незначительно отклоняются от величины суточной амплитуды на склоне.

Наконец, необходимо сказать несколько слов о влиянии леса, расположенного поперек склона и образующего препятствие, которое задерживает холодный воздух, стекающий по склону, перед лесом и образует «теплую зону» за лесом. В пунктах, расположенных выше леса по склону, суточная амплитуда будет больше, а в пунктах, расположенных ниже леса по склону, меньше, чем это показано в табл. 2.

Для того чтобы получить сравнительную оценку изменения суточной амплитуды под влиянием рельефа в горном и холмистом рельефе, была рассчитана теоретическая равнина по методу П. И. Колоскова [14] для горных районов

$$P = \frac{\frac{c+b}{2} + g}{2}, \quad \text{или} \quad P = \frac{c + b + 2g}{4},$$

где P — суточная амплитуда на теоретической равнине, c — суточная амплитуда на склоне, b — суточная амплитуда на вершине, g — суточная амплитуда в горной долине. Для расчета были использованы данные табл. 2. Сравнение теоретической равнины со склоном показало, что суточная амплитуда на равнине до высоты 1500—2000 м в среднем на 0,8—1,2° больше, чем на склоне для всех горных систем и во все месяцы. С высотой различия уменьшаются. Чтобы представленные в табл. 4 поправки на рельеф для горных систем были сравнимы с поправками, полученными в холмистом рельефе, в отклонениях от открытого ровного места, достаточно к поправке для вершин (табл. 4) прибавить разность в величине суточной амплитуды между равниной и склоном, равную 0,8—1,2°, а от поправки для горных долин и котловин — отнять эту разность.

Кроме формы подстилающей поверхности, большое влияние на изменение величины суточной амплитуды оказывают физические свойства этой поверхности.

Близость водоемов значительно уменьшает размах суточных колебаний температуры воздуха на прилегающих участках суши. На побережьях морей суточная амплитуда всюду меньше за счет снижения дневного максимума и повышения ночного минимума температуры по сравнению с участками, удаленными от водоемов.

Для количественной оценки изменения суточной амплитуды на расстоянии от берега, а также ареала влияния водоемов были построены

для разных морей в среднем за май — август корреляционные графики. Данные, снятые с этих графиков через определенные интервалы расстояния от берега, представлены в табл. 5. Из таблицы видно, что

Таблица 5

Изменение величины суточной амплитуды температуры воздуха
с удалением от водоема в среднем за май — август

Названия морей и озер	Расстояние от моря (в км)													
	0	1,0	2,0	4,0	6,0	8,0	10,0	20,0	30,0	40,0	50,0	60,0	70,0	
1. Аральское	5,6	7,9	8,7	9,8	10,4	10,8	11,2	12,6	13,1	13,2	13,2	—	—	
2. Каспийское														
западная часть . . .	5,6	6,9	7,4	8,2	8,8	9,3	9,6	10,7	11,2	11,5	11,8	11,8	—	
восточная часть . .	6,2	7,5	8,0	8,7	9,2	9,7	10,1	11,1	11,6	12,0	12,4	12,6	12,6	
3. Черное (Крым)	5,4	7,6	8,1	9,1	9,6	9,9	10,2	11,1	11,7	12,4	12,3	12,3	—	
западная и северная														
части	5,4	7,0	7,6	8,2	8,6	8,8	9,1	10,1	10,7	11,1	11,4	11,5	—	
восточная часть . .	5,2	6,8	7,1	7,7	8,0	8,3	8,6	9,0	9,1	—	—	—	—	
4. Азовское	5,8	7,2	7,8	8,5	9,0	9,4	9,7	10,5	10,8	10,8	—	—	—	
5. Байкал	5,0	7,0	7,8	8,4	8,8	9,2	9,6	10,4	10,4	—	—	—	—	
6. Онежское и Ладожское	5,0	6,0	6,7	7,4	7,8	8,1	8,3	8,9	9,0	—	—	—	—	
7. Балтийское	4,5	6,2	7,0	7,5	7,8	8,0	8,3	8,9	9,2	9,3	9,4	9,4	—	
8. Охотское и Японское														
(о. Сахалин)	4,0	5,6	6,2	6,9	7,2	7,5	7,7	8,6	8,9	9,0	9,0	—	—	
9. Белое	3,9	5,0	5,6	6,3	6,6	6,9	7,0	7,6	7,9	8,0	8,0	—	—	
10. Японское	3,4	4,6	4,9	5,5	5,8	6,1	6,4	7,0	7,6	7,8	8,0	8,0	—	
11. Охотское и Берингово .	3,4	4,5	5,0	5,5	5,9	6,1	6,4	7,1	7,3	7,5	7,7	7,8	7,8	
12. Лаптевых, Восточно-														
Сибирское, Чукотское	2,7	3,8	4,3	4,7	5,0	5,2	5,4	5,8	6,0	6,2	6,3	6,4	6,4	
13. Баренцево	—	3,3	3,6	4,0	4,4	4,7	4,9	5,5	5,9	6,0	6,1	6,2	6,2	

реальное влияние морей ограничивается в основном первыми 10 км, на протяжении которых суточная амплитуда увеличивается примерно вдвое (а на побережье арктических морей — в 1,5 раза). Чем водоем больше и глубже, тем на большее расстояние простирается его влияние, чем континентальнее и жарче климат, тем резче выражено это влияние. Возрастание суточной амплитуды по мере удаления от моря в первом приближении пропорционально логарифму расстояния. Логарифмический характер возрастания суточной амплитуды представлен на рис. 9 целым рядом прямых для различных морей СССР. Материалом для построения такого графика послужили данные, снятые с корреляционных графиков изменения суточной амплитуды при разном расстоянии от берега.

Представленный график хорошо выражает географическую закономерность: самые малые по абсолютной величине суточные амплитуды имеют место на побережьях Баренцева, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а самые большие — на побережье Аральского и Каспийского морей, где более континентальный и сухой климат создает наибольшие различия в тепловом балансе суша — море. По той же причине меняется скорость возрастания суточной амплитуды на разных морях (прямые на графике идут не параллельно друг другу, а в какой-то мере веерообразно). Если в 100 м от берега разность в суточной амплитуде между крайними морями (Аральским и Баренце-

вым морем) составляет около 3° , то при расстоянии от берега на 40—50 км эта разность увеличивается больше чем вдвое (1 и 13 линии на рис. 9).

Общая оценка изменения суточной амплитуды под влиянием морей, крупных озер и рек по сравнению с изолинией на карте дана в табл. 3. Положение станций на островах среди моря, на косах и на побережьях до 0,5 км от берега дает уменьшение суточной амплитуды на $2,5\text{—}3,5^\circ$, на побережье больших озер — на $2,0\text{—}3,0^\circ$, а в долинах больших рек — всего на $1,5^\circ$, максимум на 2° , причем реальное влияние в этом случае ограничивается несколькими сотнями метров от реки.

Значительно изменяется суточная амплитуда под влиянием орошения по сравнению с неорошаемыми участками. Согласно данным С. А. Сапожниковой [24], М. И. Будыко [4], Б. А. Айзенштадта, Т. А. Огневой, И. С. Борушко [1], Л. Н. Бабушкина [28], зависимость распределения суточной амплитуды под влиянием орошения довольно сложна и определяется: 1) площадью оазиса, 2) характером и частотой поливов. На обильно орошаемых оазисах суточная амплитуда, как правило, уменьшается по сравнению с полупустыней (табл. 3).

Для более подробной количественной оценки изменения суточной амплитуды под влиянием орошения были подобраны для основных крупных оазисов Средней Азии станции, находящиеся на орошаемых полях и в полупустыне, и результаты представлены в табл. 6. Согласно представленным данным суточная амплитуда на обильно орошаемых оазисах уменьшается в среднем на $1,5\text{—}2,5^\circ$. Более значительное уменьшение суточной амплитуды в Ферганском оазисе, по-видимому, происходит потому, что это сплошной обильно орошаемый большой оазис.

При орошении соотношение составляющих теплового баланса меняется за счет возрастания расходов тепла на испарение, в результате которого снижается значительно максимальная температура и меньше — минимальная температура, поскольку испарение ночью слабее. Но в оазисах на испарение затрачивается часто не только радиационное тепло, получаемое самим оазисом, но и приток тепла путем адвективного переноса воздуха. Даже в обильно орошаемых оазисах, на станциях, расположенных на границе оазиса (Шахта-Арал, Чиназ), суточная амплитуда оказывается не меньше, чем в пустыне, за счет так называемого «краевого эффекта». Особенно возрастает роль адвекции на небольших оазисах или в районах с частич-

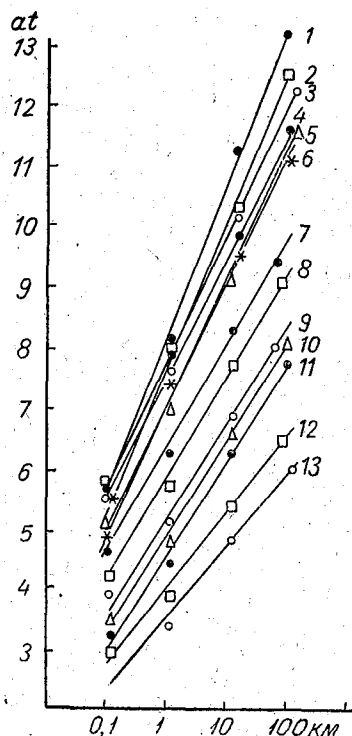


Рис. 9. Изменение суточной амплитуды температуры воздуха по мере удаления от моря (в полулогарифмических координатах).

1 — Аральское море, 2 — Черное море (Крымский п-ов), 3 — Каспийское море, 4 — Черное море (западное и северное побережья), 5 — Азовское море, 6 — оз. Байкал, 7 — Балтийское море, 8 — Охотское море (о. Сахалин), 9 — Белое море, 10 — Японское море, 11 — Охотское и Берингово моря, 12 — море Лаптевых, 13 — Баренцево море.

Таблица 6

Изменение суточной амплитуды температуры воздуха под влиянием орошения в районах Средней Азии

Название оазисов	Годы наблюдений	Обильно орошаемые оазисы				Полупустыни				Разность амплитуд			
		V	VI	VII	VIII	V	VI	VII	VIII	V	VI	VII	VIII
Низовья и средняя часть Аму-Дарьи	41—43	13,5	14,0	13,5	14,5	15,0	15,5	15,5	16,5	1,5	1,5	2,0	2,0
Ферганский район	40—41	12,0	13,5	13,5	14,5	14,5	16,0	16,5	17,5	2,5	2,5	3,0	3,0
Ташкентский район	40—42	13,5	14,5	15,4	16,5	15,5	16,5	17,5	18,8	2,0	2,0	2,0	2,3
Долина Зеравшана и Кашка-Дарьи	39—40	14,5	16,0	15,5	16,5	16,0	17,5	17,5	18,5	1,5	1,5	2,0	2,0
Долина Сурхан-Дарьи . . .	37—38	13,5	15,0	15,5	16,5	15,5	17,0	17,5	18,5	2,0	2,0	2,0	2,5
Южная Туркмения	37—38	11,5	11,3	11,0	12,0	13,0	13,0	13,0	14,0	1,5	1,5	2,0	2,0

ным поливом, где суточная амплитуда за счет значительного снижения минимальной температуры оказывается даже больше, чем в пустыне, в среднем на 1° .

Увеличение суточной амплитуды по сравнению с открытым ровным местом дают не только вогнутые формы рельефа, но и лесные поляны. По определению Л. С. Берга [3], поляна среди леса аналогична понижению рельефа, так как ночью сюда стекает холодный воздух, вызывая резкое понижение минимальной температуры и соответственное увеличение суточной амплитуды. В результате даже на обширных полянах размах суточных колебаний увеличивается в среднем на $1,5^{\circ}$ (в отдельных случаях могут быть значительные отклонения).

Летом на естественных травяных болотах суточная амплитуда (табл. 3) по сравнению с суходолом примерно на 1° меньше. На осушенных же участках с малой степенью минерализации почв суточная амплитуда, как правило, на $1,5—2,0^{\circ}$ больше, чем на суходоле.

Заметное уменьшение суточной амплитуды (порядка $1—1,5^{\circ}$) дают городские метеорологические станции.

Полученные карты распределения суточной амплитуды, а также количественная оценка изменения последней под влиянием местных условий дают среднюю характеристику за месяц, без учета типов погоды. При разных типах погоды могут быть значительные отклонения от тех средних величин, которые представлены в данной работе. При пасмурной и тихой погоде микроклиматические различия, как известно, сглаживаются. Наиболее резко это различие проявляется при: 1) ясной, малооблачной погоде со слабым ветром (в этом случае в результате радиационного выхолаживания получаются максимальные различия в величине суточной амплитуды под влиянием местных условий, значительно превосходящие те, что получены в табл. 3—4); 2) при холодных адвекциях, сопровождающихся пасмурной, ветреной погодой, иногда с осадками, когда в разных условиях рельефа суточный ход температуры воздуха меняется почти на обратный. В этом случае самыми теплыми оказываются пониженные формы рельефа или середина склона, самыми холодными — наветренные вершины, соответственно и самые большие суточные амплитуды будут на вершинах, а самые маленькие — в пониженных местах.

Получение количественной характеристики термических различий, возникающих под влиянием местных условий при этих типах погоды в разных климатических районах, является дальнейшей, требующей своего разрешения задачей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштадт Б. А., Огнева Т. А., Борущко И. С. Влияние орошения на распределение метеорологических элементов в приземном слое. Труды ГГО, вып. 39. 1953.
2. Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Гидрометеиздат. Л. 1956.
3. Берг С. С. Основы климатологии. Учпедгиз. Л. 1938.
4. Будыко М. И., Дроздов О. А., Львович М. И., Погосян Х. П., Сапожникова С. А., Юдин М. И. Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. Гидрометеиздат. Л. 1952.
5. Воейков А. И. Климаты земного шара и в особенности России, т. I, Изд-во АН СССР. 1948.
6. Гольцберг И. А. Климатическая характеристика заморозков и методы борьбы с ними в СССР. Труды ГГО, вып. 17 (79). 1949.
7. Гольцберг И. А. Заморозки на осушенных болотах. Труды ГГО, вып. 49 (111). 1955.
8. Глебова М. Я. Результаты экспедиционных наблюдений над температурой и влажностью воздуха на осушенном болоте. Труды ГГО, вып. 49 (111). 1955.
9. Галахов Н. Н. Микроклиматические наблюдения в районах среднего Приангарья и бассейна верхней Лены. Труды Ин-та геогр. АН СССР, № 64. 1955.
10. Гандин Л. С., Пятюгина К. В. О суточном ходе температуры воздуха в нижних слоях атмосферы. Труды ГГО, вып. 76. 1958.
11. Дороганевская Е. А. К вопросу о суммах температур. Бот. журнал, т. 38, № 1. 1953.
12. Дородницын А. А. К теории суточного хода температуры воздуха в слое перемешивания. ДАН СССР, т. 50, № 5. 1941.
13. Каминский А. А. Климат и погода в равнинной местности. Климат Воронежской губернии, ч. 1, «Новая деревня», М.—Л., 1925.
14. Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. Труды экспед. по изучению земельных фондов Каз. ССР, вып. 4. Изд-во АН СССР. М.—Л. 1947.
15. Колосков П. И. Рельеф как фактор климата в Амурской области. Изв. метеор. бюро Амурского р-на, вып. 4. 1916.
16. Климатические ресурсы центральных областей Европейской части СССР и использование их в сельскохозяйственном производстве. Под ред. И. А. Гольцберга и О. А. Дроздова. Гидрометеиздат. Л. 1956.
17. Кривых Ф. П. Влияние рельефа на сельскохозяйственные растения, Иркутск. 1948.
18. Лайхтман Д. Л. Предвычисление суточных колебаний температуры в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 22 (84). 1950.
19. Малышев А. А. Термопериодизм и его значение в развитии растений. Бот. журнал, т. 37, № 2. 1952.
20. Михайловская С. А. Влияние экспозиции на метеорологический режим воздуха и почвы по наблюдениям в Батумском ботаническом саду осенью 1935 г. Материалы по агроклим. районированию субтропиков СССР, вып. II, Л.—М. 1938.
21. Климат северной части Казахского мелкосопочника. Под ред. И. А. Гальцберга. Гидрометеиздат, Л., 1958.
22. Олейникова Т. В. Значение температуры ночи для развития злаков. Сб. трудов Пушкинских лабораторий ВИРА. Л. 1949.
23. Рубинштейн Е. С. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений, вып. I. Гидрометеиздат. Л. 1937.
24. Сапожникова С. А. Микроклимат орошаемых полей (температура и влажность воздуха, температура почвы). Труды ГГО, вып. 45 (107). 1954.
25. Суханов Д. В. К вопросу об особенностях термического режима низин и лесных полей. Труды ГГО, вып. 15 (77). 1949.
26. Юдин М. И. Суточный ход температуры воздуха и конвективный теплообмен. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4. 1948.
27. Транкевич Н. Н. К изучению влияния рельефа на тепловой режим воздуха. Изв. Дальн. Вост. геофиз. ин-та, вып. 1. 1931.

28. Хлопчатник, т. II. Климат и почвы хлопковых районов Средней Азии. Изд. АН Узб. ССР. Ташкент. 1957.
 29. Швец М. Е. Суточный ход температуры воздуха и лучистый теплообмен. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4—5, 1943.
 30. Balshin W. and Pys A. Microclimatological investigation of bath and the surrounding district. Quart. Journ. of the Royal Meteor. Soc., vol. 73, No 317—318, 1947.
 31. Cantlon J. E. Vegetation and microclimates on north and south slopes of Cushtunk Mountain. New Jersey, Ecological Monographs, vol. 23, No 3, 1953.
 32. Joung F. D. Effect of topography on the temperature distribution in southern California. M. W. Review, 48, 1920.
 33. Shanks R. E. and Harris F. H. Microclimatic variation in small valley in eastern Tennessee. Journ. Ecology, vol. 31, No 4, 1951.
-

К МЕТОДИКЕ МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ТЕМПЕРАТУРОЙ ВЕРХНЕГО ГОРИЗОНТА ПОЧВЫ

В статье рассматривается вопрос о сроках наблюдений над температурой верхнего горизонта почвы. Круглосуточные наблюдения, проведенные автором в Воронежской и Кокчетавской областях, а также ранее проведенные наблюдения С. А. Сапожниковой в Ленинградской области и Н. Н. Транкевича на Дальнем Востоке показали, что для получения основных характеристик по температуре почвы можно ограничиться двумя сроками наблюдений: в 6—7 час. и 16—17 час.

Опыты П. И. Андрианова [1], И. А. Бояновского [3], П. И. Колодкова [4], К. В. Флеровой и С. И. Якубцевой [7] и др. показали значительное влияние тепловых условий почвы на рост и развитие сельскохозяйственных культур и их продуктивность. Ввиду этого изучение температурного режима верхнего слоя почвы, где находится основная масса корней растений, имеет практическое значение для сельскохозяйственного производства.

Основной задачей при изучении температуры почвы, как и других метеорологических элементов, является получение максимальной и минимальной величин ее за сутки, а также средней суточной, мало отличающейся от средней из ежечасных наблюдений.

При изучении температурного режима почвы в экспедиционных условиях или в условиях отдельного хозяйства, где поля, на которых проводятся наблюдения, находятся на довольно больших расстояниях, встает вопрос о сроках наблюдений.

При установлении сроков наблюдений на метеорологических станциях для всех метеорологических элементов, в том числе и для температуры почвы, исходят в основном из того, чтобы средняя суточная величина из этих сроков наблюдений незначительно отличалась от средней, вычисленной из ежечасных наблюдений (табл. 1).

Средняя суточная температура почвы служит основным показателем температурного режима различных полей, а максимальная и минимальная дополняют ее в отношении суточного хода. Весной средние суточные температуры являются хорошим показателем степени готовности почвы к севу (спелость почвы).

Анализ круглосуточных экспедиционных наблюдений ГГО показал, что вышеуказанные характеристики температуры для верхнего горизонта почвы можно получить из 2 наблюдений в сутки: в 6—7 час. и в 16—17 час. Температура почвы в 6—7 час. близка к минимальной, а в 16—17 час. — к максимальной. Средняя суточная температура при наблюдениях в эти сроки вычисляется как средняя из этих 2 наблюдений, т. е. $\frac{t_{\min} + t_{\max}}{2}$.

Таблица 1

**Средние температуры почвы и время наступления максимальных
и минимальных температур**

Место наблюдений и характер подстилаю- щей поверхности	Глубина (в см)	Средняя суточная				Средняя мак- симальная	Часы	Средняя минимальная	Часы
		из 24 сроков	$t_{\text{макс}} + t_{\text{мин}}$ 2	7, 13, 21	1, 7, 13, 19				
Каменная Степь, 1952 г.									
Паровое поле среди лесных полос (5—17 VII)	5	26,9	27,1	27,3	27,1	33,7	15—16	20,5	5
	10	25,3	25,4	25,3	25,4	29,1	16—18	21,7	6—8
	20	23,6	23,4	23,4	23,6	24,8	19—23	22,1	8—12
Паровое поле в степи (2—10 VII)	5	22,3	22,4	22,5	22,3	27,6	15—16	17,3	4—5
	10	22,1	22,2	22,1	22,1	25,7	15—18	18,7	4—7
	20	21,1	21,0	21,0	21,1	22,2	18—21	19,9	7—11
Паровое поле в степи (12—17 VII)	5	28,3	28,3	28,7	28,4	34,9	14—15	21,8	4—6
	10	27,1	27,1	27,1	27,5	31,9	15—17	22,3	5—6
	20	24,7	24,6	24,5	24,7	26,2	18—23	22,9	8—11
Цуриковка, 1955 г. (12—20 VI)									
Южный склон (кукуруза)	5	23,2	23,6	23,1	22,9	30,0	15—17	17,2	4—6
	10	21,2	21,2	21,1	21,2	24,4	17—19	18,1	5—8
	20	19,0	19,1	19,0	19,0	19,9	19—1	18,2	8—14
Ровное место (пшеница)	5	20,6	20,9	20,6	20,4	26,4	15—17	15,4	5—7
	10	18,9	18,8	18,8	18,9	21,6	16—19	16,1	6—9
	20	16,7	16,6	16,7	16,8	17,4	18—1	15,9	8—12
Цуриковка, 1955 г. (21—28 VII)									
Вершина сопки (целина, покрытая ред- кой луговой раститель- ностью)	5	21,4	22,0	21,4	21,4	26,8	15	17,2	4—7
	10	20,6	20,7	20,5	20,7	23,3	16—19	18,1	6—9
	20	19,4	19,3	19,3	19,4	20,4	18—23	18,2	7—10
Южный склон (кукуруза)	5	22,4	23,2	22,4	22,4	29,4	15	17,0	4—7
	10	20,9	20,9	20,7	20,9	23,8	17—19	18,1	7—9
	20	19,1	19,1	19,0	19,2	19,9	18—1	18,3	7—13
Подножие склона (пшеница)	5	20,2	20,7	20,2	20,2	24,9	15—17	16,5	4—7
	10	19,0	19,4	19,0	19,2	21,8	17—19	16,9	5—9
	20	17,7	17,8	17,7	17,8	18,6	17—23	17,0	7—12
Ровное место (пшеница)	5	20,7	21,0	20,6	20,7	25,1	15—17	17,0	4—7
	10	19,7	19,8	19,5	19,8	22,2	17—19	17,4	6—9
	20	18,2	18,2	18,1	18,2	18,8	18—1	17,5	7—13
Цуриковка, 1956 г. (14—23 VI)									
Вершина сопки (целина, покрытая ред- кой луговой раститель- ностью)	5	17,3	17,7	17,5	17,3	21,9	14—16	13,5	3—6
	10	16,5	16,7	16,5	16,5	19,2	16—18	14,2	4—8
	20	15,5	15,6	15,4	15,5	16,4	17—22	14,7	6—12

Место наблюдений и характер подстилающей поверхности	Глубина (в см)	Средняя суточная				Средняя мак- симальная	Часы	Средняя минимальная	Часы
		из 24 сроков	$t_{\text{макс}} + t_{\text{мин}}$ 2	7, 13, 21	1, 7, 13, 19 2				
Южный склон (овес)	5	18,2	18,5	18,3	18,1	23,4	15—16	13,6	4—7
	10	16,8	16,8	16,7	16,8	19,5	17—20	14,2	6—9
	20	14,7	14,7	14,6	14,7	15,4	19—2	14,0	7—14
Подножие склона (овес)	5	16,6	16,9	16,7	16,6	21,1	15—17	12,7	4—7
	10	15,4	15,4	15,3	15,4	17,7	16—19	13,2	6—9
	20	13,6	13,5	13,5	13,6	14,2	18—2	12,9	7—13
Южный склон (пар)	5	18,5	18,8	18,7	18,6	23,8	15—17	13,9	4—7
	10	17,4	17,6	17,4	17,5	20,5	17—18	14,7	5—8
	20	15,7	15,7	15,6	15,8	16,5	20—1	14,9	8—13
Подножие склона (пар)	5	17,2	17,4	17,3	17,1	21,8	15—16	13,0	4—7
	10	16,1	16,2	16,1	16,1	18,8	16—19	13,6	6—8
	20	14,6	14,6	14,5	14,6	15,5	18—24	13,7	7—12

Цуриковка, 1956 г. (2—15 VII)

Вершина сопки. (целина, покрытая ред- кой луговой расти- тельностью)	5	20,0	20,5	19,9	19,8	25,1	15—16	15,9	4—7
	10	19,2	19,3	19,1	19,2	21,8	16—19	16,8	6—8
	20	18,3	18,4	18,2	18,3	19,1	17—23	17,6	5—12
Южный склон (овес)	5	18,8	19,2	18,7	18,7	22,8	16—17	15,5	4—7
	10	18,1	18,2	18,0	18,1	20,3	16—19	16,2	5—9
	20	17,0	17,0	17,0	17,0	17,5	17—2	16,6	4—14
Подножие склона (овес)	5	15,9	16,0	15,9	15,8	17,9	15—18	14,0	3—8
	10	15,6	15,5	15,5	15,6	16,6	16—21	14,4	5—9
	20	15,0	15,0	15,0	15,0	15,3	14—3	14,7	3—15
Южный склон (пар)	5	21,6	22,2	21,6	21,6	27,9	15—16	16,6	4—6
	10	20,7	20,8	20,6	20,7	23,9	16—19	17,7	6—8
	20	19,0	19,1	19,0	19,0	19,9	18—24	18,3	6—13
Подножие склона (пар)	5	20,8	21,1	20,8	20,7	26,2	15—16	16,1	4—6
	10	19,9	20,0	19,8	19,9	22,9	17—19	17,0	5—8
	20	18,6	18,6	18,4	18,6	19,4	18—23	17,8	6—13

Как известно, в период наступления максимальных и минимальных температур изменение температуры замедляется. Поэтому наблюдения за температурой почвы в эти сроки может проводить в течение часа и более один наблюдатель с достаточной точностью для сравнимости данных. Это обстоятельство имеет большое значение в условиях работы экспедиции или отдельного хозяйства, когда изучаемые участки расположены на довольно значительных расстояниях и поэтому один наблюдатель не может точно в срок измерить температуру на нескольких полях. Кроме того, наблюдение в эти сроки обеспечивает сравнение температуры почвы на различных участках в наиболее важные моменты крайних температур ($t_{\text{макс}}$ и $t_{\text{мин}}$) и в среднем за сутки.

В табл. 1, составленной на основании круглосуточных наблюдений в ясные, малооблачные дни в Каменной Степи Воронежской области и в Цуриковке Кокчетавской области, приведены средние суточные

Средние часовые температуры

Место наблюдений	Глубина (в см)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
------------------	-------------------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----

Каменная

Поле среди лесных полос (5—17 VII)	5	22,6	22,0	21,3	20,9	20,5	21,2	22,1	23,2	25,1	27,4	29,4
	10	24,4	23,7	23,2	22,6	22,2	22,0	21,8	21,7	22,4	23,3	24,4
	20	24,3	24,0	23,9	23,5	23,2	23,0	22,8	22,2	22,0	21,9	22,1
Открытое поле в степи (2—10 VII)	5	19,2	18,6	18,0	17,6	17,3	17,9	18,4	19,9	21,8	23,1	24,3
	10	20,6	19,9	19,3	19,0	18,7	18,7	18,7	19,1	20,1	21,2	22,2
	20	21,5	21,3	21,0	20,8	20,6	20,4	20,2	20,0	19,9	20,0	20,2
Открытое поле в степи (12—17 VII)	5	23,8	23,0	22,2	22,0	21,8	23,1	23,8	25,3	27,5	29,8	31,5
	10	26,4	24,2	23,4	22,9	22,3	22,5	22,7	23,0	24,2	25,9	27,4
	20	25,4	25,1	24,7	24,5	24,2	23,9	23,5	23,0	23,0	22,9	23,2

Цуриковка,

Южный склон	5	15,6	15,0	14,5	14,0	13,9	13,9	14,2	14,9	16,4	17,7	19,4
	10	16,8	16,3	15,8	15,4	15,0	14,8	14,7	14,7	15,1	15,8	16,5
	20	16,2	16,0	15,8	15,6	15,4	15,3	15,2	15,1	14,9	14,9	14,9
Подножие склона	5	14,4	14,0	13,5	13,1	13,0	13,1	13,4	14,2	15,9	17,2	18,4
	10	15,4	15,0	14,6	14,2	14,0	13,7	13,6	13,7	14,2	14,7	15,4
	20	14,9	14,8	14,6	14,4	14,3	14,1	14,0	13,8	13,7	13,7	13,7

Цуриковка,

Южный склон	5	18,3	17,6	17,0	16,6	16,6	16,6	16,8	17,5	19,2	20,9	22,6
	10	19,7	19,2	18,7	18,3	18,1	17,8	17,7	17,8	18,3	19,0	19,7
	20	19,4	19,2	19,0	18,8	18,7	18,6	18,5	18,4	18,3	18,3	18,3
Подножие склона	5	17,7	17,1	16,5	16,1	16,1	16,2	16,5	17,4	19,0	20,6	22,0
	10	19,0	18,5	18,1	17,6	17,3	17,1	17,0	17,2	17,8	18,4	19,2
	20	19,0	18,8	18,6	18,4	18,2	17,9	17,8	17,8	17,9	17,9	17,9

температуры почвы на глубинах 5, 10, 20 см, вычисленные из 24 сроков наблюдений $\frac{(1+2+\dots+24)}{24}$ и из 2 сроков $\frac{(t_{\text{макс}} + t_{\text{мин}})}{2}$, а также средние максимальные и минимальные температуры. В этой же таблице в графе «часы» указано время, когда температура отличается от максимальной и минимальной не более чем на $0,3^\circ$. С увеличением глубины, как и следовало ожидать, время наступления максимума и минимума запаздывает по сравнению с более высокими слоями почвы.

Средняя суточная температура, вычисленная из 2-срочных наблюдений за сутки $\frac{(t_{\text{макс}} + t_{\text{мин}})}{2}$, отличается от средней суточной, вычисленной из ежечасных наблюдений $\frac{(1+2+\dots+24)}{24}$ на всех глубинах,

Таблица 2

почвы на паровых полях.

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Сред- няя суточ- ная
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-------------------------------

Степь, 1952 г.

31,0	32,5	33,3	33,7	33,6	33,0	32,0	31,3	28,9	27,3	26,0	24,8	23,6	26,9
25,6	26,7	27,7	28,5	28,9	29,1	28,8	28,6	27,9	27,3	26,4	25,6	25,0	25,3
22,3	22,6	23,0	23,4	23,8	24,0	24,4	24,7	24,8	24,8	24,7	24,7	24,4	23,6
25,5	26,5	27,2	27,6	27,3	26,7	26,0	25,0	23,7	22,5	21,4	20,5	19,8	22,3
23,3	24,1	25,0	25,4	25,7	25,7	25,5	25,1	24,3	23,5	22,6	22,1	21,2	22,1
20,3	20,5	20,8	21,2	21,5	21,8	21,9	22,1	22,2	22,2	22,1	22,0	21,8	21,1
33,1	34,1	34,8	34,9	34,5	33,9	33,0	31,8	29,9	28,2	27,1	25,7	24,7	28,3
28,8	30,0	31,0	31,6	31,9	31,9	31,5	30,9	29,7	28,6	27,6	26,6	25,7	27,1
23,5	23,8	24,3	24,8	25,3	25,7	26,0	26,2	26,2	26,2	26,1	25,9	25,6	24,7

1956 г. (14—23 VI)

20,9	22,3	23,2	23,8	23,8	23,5	22,9	22,1	20,9	19,6	18,4	17,3	16,4	18,5
17,2	18,1	18,9	19,6	20,0	20,3	20,5	20,3	19,8	19,3	18,7	18,0	17,4	17,4
15,0	15,2	15,4	15,6	15,8	16,0	16,2	16,4	16,5	16,5	16,5	16,5	16,4	15,7
19,6	20,7	21,4	21,8	21,7	21,3	20,8	20,0	19,0	17,9	16,9	16,0	15,2	17,2
16,1	16,9	17,6	18,0	18,5	18,8	18,8	18,6	18,2	17,7	17,2	16,6	16,0	16,1
13,9	14,1	14,3	14,6	14,8	15,1	15,2	15,4	15,5	15,5	15,4	15,3	15,2	14,6

1956 г. (2—15 VII)

24,2	25,4	26,7	27,4	27,9	27,4	26,6	25,7	24,2	22,6	21,3	20,2	19,2	21,6
20,7	21,6	22,4	23,1	23,6	23,9	24,0	23,8	23,4	22,6	21,8	21,1	20,4	20,7
18,4	18,6	18,8	19,0	19,2	19,4	19,6	19,7	19,8	19,9	19,8	19,8	19,6	19,0
23,4	24,4	25,4	25,9	26,2	25,8	25,1	24,2	22,8	21,5	20,4	19,3	18,5	20,8
20,0	20,8	21,6	22,1	22,5	22,8	22,9	22,8	22,4	21,7	21,0	20,3	19,6	19,9
18,0	18,1	18,3	18,5	18,8	19,0	19,2	19,3	19,4	19,4	19,4	19,3	19,1	18,6

обычно не более чем на $0,3^\circ$, и лишь на глубине 5 см в некоторых случаях, большей частью на полях, занятых сельскохозяйственными культурами, составляет около $0,5^\circ$. На глубинах же 10 и 20 см разница составляет в большинстве случаев 0,1 или 0. В отдельные дни разницы на всех указанных глубинах могут быть несколько больше.

При наблюдениях в 6—7 час. температура на всех глубинах близка к минимальной, т. е. отличается от нее не более чем на $0,3^\circ$. При наблюдениях в 16—17 час. температура близка к максимальной на глубинах 5—10 см (разница составляет не более $0,3^\circ$). На глубине 20 см в эти часы максимум температуры обычно не наступает. В большинстве случаев в это время температура на глубине 20 см ниже максимальной примерно на $0,5^\circ$, а летом в период засухи может быть ниже на 1° и даже на $1,5^\circ$ (табл. 1, 2).

К аналогичным выводам в отношении этих же 2 сроков наблюдений для получения средних суточных, максимальных и минимальных температур почвы пришла С. А. Сапожникова (6—7 и 16—17 час.) и Н. Н. Транкевич (6 и 16 час.). С. А. Сапожникова [5] анализировала материалы круглосуточных наблюдений метеорологической станции Саблино Ленинградской области для разных подстилающих поверхностей, а Н. Н. Транкевич [6] — материалы Дальневосточной агрометеорологической станции.

В случаях, когда температурный режим почвы в данном хозяйстве достаточно изучен и требуется иметь сведения лишь о средней суточной температуре почвы, например, для установления сроков сева, было бы весьма желательно ограничиться только одним наблюдением в сутки. Однако анализ материала показал, что для всех глубин пахотного слоя 5, 10, 20 см установить один срок наблюдений, позволяющий судить с достаточной точностью о средней суточной температуре почвы, невозможно. На глубинах 5 и 10 см температура имеет большой суточный ход, поэтому при одном сроке наблюдений среднюю суточную температуру на этих глубинах можно определять только приближенно.

В табл. 2 приводятся средние часовые температуры почвы на полях под паром для Каменной Степи (1952 г.) и Дуриковки (1956 г.).

Данные табл. 2 показывают, что на глубине 5 см температура почвы наиболее близка к средней суточной в 10 час., на глубине 10 см — в 12 час. На глубине 5 см в 10 час. температура ниже средней суточной в среднем на $0,5^{\circ}$, на глубине 10 см в 12 час. — на $0,2—0,3^{\circ}$. В отдельные дни разница со средней суточной температурой в указанные часы может быть больше. Летом в жаркую, засушливую погоду температура почвы на глубине 5 см ближе к средней суточной в 9 час., на глубине 10 см — в 11 час. На глубине 20 см колебание температуры почвы в течение суток меньше, чем в выше лежащих слоях. На этой глубине температура в 14—15 час. обычно отличается от средней суточной в пределах $0,3^{\circ}$.

При изучении температурного режима почвы с наблюдениями в вышеуказанные сроки (6—7 и 16—17 час.) весьма целесообразно проводить хотя бы один раз весной и один раз осенью ежечасные круглосуточные наблюдения. Такие наблюдения дадут большой материал по тепловому режиму почвы, помогут уточнить сроки наблюдений для отдельных почвенных разностей и районов. При этом нужно иметь в виду, что время наступления минимума имеет годовой ход. Кроме того, круглосуточные ежечасные наблюдения дадут возможность конкретизировать время наблюдений для суждения о средней суточной температуре на различных глубинах при одном измерении температуры в сутки.

На основании работы автора [2], проведенной на гидрометеостанции Деркул Воронежской области в лесных насаждениях и в поле, установлено, что при изучении режима температуры почвы в лесных насаждениях можно ограничиться этими же двумя сроками наблюдений в сутки. Причем если изучение режима температуры почвы проводится одновременно в лесных насаждениях и в поле, то вначале измерения температуры почвы нужно проводить в поле, затем переходить к лесным насаждениям (начиная с менее затененных), где наступление крайних температур по сравнению с полем запаздывает и период времени, в котором температуры отличаются от предельных, не более чем на $0,3^{\circ}$, увеличивается в связи с уменьшением суточной амплитуды.

Выводы

1. Наблюдения, проведенные автором в Воронежской и Кокчетавской областях, а также наблюдения С. А. Сапожниковой в Ленинградской области и Н. Н. Транкевича на Дальнем Востоке показали, что для изучения режима температуры верхнего горизонта почвы можно ограничиться 2 сроками наблюдений: в 6—7 и в 16—17 час.

2. Отсчеты в 6—7 час. близки к суточному минимуму на глубинах 5—20 см, а в 16—17 час. — к суточному максимуму на глубинах 5—10 см (отклонение в пределах $0,3^{\circ}$); среднее из этих 2 отсчетов равно средней суточной температуре (отклонение в среднем около $0,3^{\circ}$ на глубине 5 см и $0,0-0,1^{\circ}$ на глубинах 10—20 см).

3. Измерение температуры почвы в эти сроки дает возможность проводить наблюдения с вышеуказанной точностью в течение часа и даже более, что имеет важное значение для работы в условиях экспедиции или отдельного хозяйства, когда наблюдения проводятся одним лицом на нескольких полях.

4. Установить один срок наблюдений для всех глубин (5, 10, 20 см), чтобы судить о средней суточной температуре с достаточной точностью, невозможно.

5. На глубине 5 см температура наиболее близка к средней суточной в 10 час. (ниже ее в среднем на $0,5^{\circ}$), на глубине 10 см — в 12 час. (ниже средней суточной на $0,2-0,3^{\circ}$). На глубине 20 см температура в 13—16 час. обычно отличается от средней суточной в пределах $0,2-0,5^{\circ}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов П. И. Об учете тепловых условий полевого вегетационного опыта. Научно-агроном. журнал, № 12. 1927.
2. Архипова Е. П. К вопросу о температуре почвы в лесных насаждениях. Труды ГГО, вып. 30 (92). 1951.
3. Бояковский И. А. О зависимости развития сельскохозяйственных растений от температуры почвы. Вести. ЕГМС, № 6. 1935.
4. Колосков П. И. Тепло как фактор жизнедеятельности растения. Вести. ЕГМС, № 7. 1933.
5. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеиздат. Л. 1950.
6. Транкевич Н. Н. К методике наблюдений над температурой почвы для сельскохозяйственных целей. Труды по с.-х. метеор., вып. 25. 1938.
7. Флерова К. В. и Якубцева С. И. Влияние температуры почвы на развитие хлопчатника. Бюллет. отд. земледелия ГИОА, № 37. 1929.

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ ИЗМЕРЕНИЯ МИНИМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

В статье дается оценка измерения минимальных температур на метеостанциях. На основании экспериментальных исследований получено, что распределение минимальных температур у земли зависит от погодных условий: в ясные ночи минимум всегда наблюдается на высоте 5 или 2 см; на поверхности почвы минимум может иметь место лишь при пасмурном небе или меняющейся облачности. В связи с этим для сети обосновывается рекомендация установки дополнительного минимального термометра на высоте 2 см, которая лучше отражает условия повреждения сельскохозяйственных культур заморозками. Необходима также разработка теоретических методов расчета минимума над поверхностью почвы.

Целью данной работы является оценка наблюдений за минимальными температурами, применяемых на метеостанциях. Правильный учет минимальных температур имеет большое значение для сельского хозяйства при учете опасных заморозков и их прогнозе.

В ряде работ неоднократно указывалось на наличие отрицательных температур в припочвенном слое воздуха при положительной температуре в будке (Л. И. Бабушкин, И. А. Гольдберг, М. И. Копачевская, Н. С. Темникова и др.), причем средние различия в зависимости от климатических условий меняются от 2 до 4°, достигая в отдельных случаях 7° и более [2]. Повышение температуры с высотой ночью в нижних слоях воздуха обусловлено инверсионным распределением температуры при ночном радиационном выхолаживании и является легко объяснимым явлением.

В настоящее время наблюдения за минимальными температурами на гидрометеостанциях производятся в психрометрической будке и на поверхности почвы по спиртовым минимальным термометрам. Но фактический учет заморозков, по которому оценивается повреждаемость сельскохозяйственных культур, крайне затруднен по этим наблюдениям, так как они не соответствуют наибольшему снижению температуры у земли и на поверхности травостоя, даже в условиях хорошего ухода за термометрами и точной установки их. Измерение минимальной температуры с помощью термометра, установленного на поверхности почвы, также дает искажение действительно наблюдавшегося минимума у земли. Это искажение происходит прежде всего за счет принятой установки минимального термометра, который измеряет температуру не поверхности почвы, а некоторого верхнего тонкого слоя почвы; кроме того, вследствие контакта с почвой к термометру постоянно подтекает тепло из более глубоких слоев почвы. Поэтому температура поверхности почвы, измеряемая указанным способом, оказывается выше, чем над почвой. На этот факт неоднократно указывалось в литературе [2, 4, 5]. Например, Ю. Е. Судакевич [7], основываясь на

данных метеостанции Чишмы, указывает, что в ясные весенние и осенние ночи температура поверхности почвы может быть выше, чем на высоте 2 см: на почве $-2,4^{\circ}$, а на высоте 2 см -5° и соответственно $-3,4^{\circ}$ и $-6,2^{\circ}$. М. Н. Копачевская [4], исследовавшая распределение минимальных температур в приземном слое воздуха на Украине, также приходит к заключению о неправильности учета низких температур на станциях, так как минимум при опасных заморозках отмечается на высоте 2 см, а не на поверхности почвы или в будке.

Следует особо отметить инициативу К. Пыйклика в этом вопросе, который, зная неудовлетворительность существующего учета минимальных температур, поставил специальные наблюдения над их распределением у земли на агрометстанции Куусику (Эстонская ССР) и упорно добивался изменения методики измерения минимальных температур на метеорологических станциях.

Превышение минимальной температуры на поверхности почвы по сравнению с приземными слоями воздуха выявляется даже в том случае, если брать все ночи подряд без разбивки по типам погоды. В качестве примера приведем табл. 1, составленную С. А. Сапожниковой по Павловску (1933 г.).

Таблица 1

Температура на поверхности почвы и над почвой

Дата	Минимальная температура на высоте		
	0 см	1 см	5 см
15—30 VII	6,6	6,5	6,5
10—28 VIII	12,4	12,0	11,6

Повышение температуры на поверхности почвы С. А. Сапожникова объясняет подтоком тепла из более глубоких слоев к поверхности.

Для уточнения этого вопроса на метеостанции Воейково проводились наблюдения над распределением минимальных температур на различных высотах над оголенной поверхностью (размер площадки 8×12 м). Минимальные термометры устанавливались на специальных металлических подставках на высотах 2, 5, 10 и 20 см и на поверхности почвы (резервуар наполовину погружен в почву). Наблюдения производились весной 1958 г. с 14 мая по 12 июня и осенью с 17 сентября до 14 октября ежедневно. Наблюдения производились ежедневно при любых условиях погоды, а при обработке весь материал был разбит по типам погоды: 1) ясно, тихо ($v_{0,5 \text{ м}} < 1,0$ м/сек.); 2) ясно, ветер ($v_{0,5 \text{ м}} < 1,0$ м/сек.); 3) пасмурно; 4) переменная облачность.

Характерное для каждого типа погоды распределение минимальной температуры над оголенной площадкой представлено на рис. 1. Согласно этому рисунку, минимум температуры во всех случаях, за исключением ночи с теплой адвекцией (30/X), смещен с поверхности почвы на высоту 2 или 5 см. При ясной тихой погоде (29/X) минимум наблюдается на высоте 5 см, причем наибольшее падение температуры происходит в слое от поверхности почвы до 2 см (на 4°), а в слое 2—5 см снижение температуры уже незначительно и составляет всего несколько десятых долей градуса, температура воздуха в психрометрической будке заметно выше, чем у земли (примерно на 4°). При ясной, но ветреной погоде (14/X) минимальная температура наблюдается уже на высоте 2 см, а разность температуры между поверхностью

почвы и 2 см уменьшилась до $1,5^{\circ}$; в слое 2—20 см рост температуры с высотой незначителен ($0,7^{\circ}$), а на высоте 2 м в психрометрической будке температура возрастает на 7° по сравнению с высотой 2 см. В пасмурную погоду наблюдается очень незначительное изменение с высотой, но минимум температуры наблюдается также на высоте 2 см. Минимальная температура на поверхности почвы отмечается только в случае теплой адвекции (30/X), когда теплые воздушные массы пришли на выхолаженную подстилающую поверхность.

В табл. 2 представлено распределение минимальной температуры на разных высотах за весь период наблюдений в 1958 г. (случаи с заморозками).

Приведенные данные позволяют сделать следующие заключения:

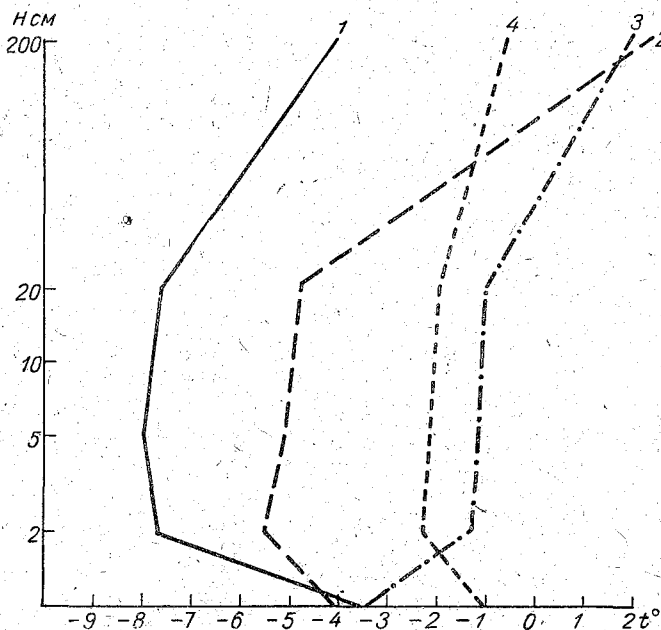


Рис 1. Распределение минимальной температуры над оголенной площадкой.

1 — ясно, тихо (29/X), 2 — ясно, ветер (14/X), 3 — пасмурно (25/X), 4 — теплая адвекция (30/X).

1. В ясные тихие ночи с заморозками минимальная температура наблюдается на высоте 5 см, причем различия с напочвенным термометром составляют $1,5$ — $2,0^{\circ}$; в отдельных случаях превышают 4° (29/X), а различия с термометром, установленным на 2 см, составляют $0,1$ — $0,3^{\circ}$.

2. В ясные ночи с ветром минимум находится на высоте 2 см и разности с поверхностным термометром несколько меньше — около $1,5^{\circ}$, а с 5 см — до $1,0^{\circ}$.

3. При пасмурном небе и меняющейся облачности минимальная температура наблюдается и на высоте 2 см и на поверхности почвы. Ясной зависимости минимума от скорости ветра при этом типе погоды не выявлено, так как в это время наблюдались главным образом скорости 3—5 м/сек.

В ряде случаев в ночи с росой, инеем или туманом (20, 23/IX, 20/X) наблюдалось нарушение описанного распределения минимальных температур: на высоте 10 см температура была выше, чем на 20 см.

Таблица 2

Температура воздуха (в °С) на площадке с оголенной почвой

Дата	Высота (в см)				Разности температур	
	0	2	5	20	2-0	5-0

Ясно, тихо

17 IX	-1,2	-2,6	-2,9	-2,0	-1,4	-1,7
20 IX	-0,8	-2,5	-2,6	-2,3	-1,7	-1,8
28 IX	-1,2	-2,3	-2,4	-2,1	-1,1	-1,2
11 X	1,2	-0,1	0,0	1,0	-1,3	-1,2
29 X	-3,6	-7,7	-8,0	-7,6	-4,1	-4,4

Ясно, ветер

21 V	0,8	-0,6	0,4	1,1	-1,4	-0,4
24 V	4,5	3,0	3,6	4,6	-1,5	-0,9
14 IX	-4,1	-5,5	-5,1	-4,8	-1,4	-1,0
18 IX	0,4	0,2	0,0	0,5	-0,2	-0,4
3 X	-1,4	-2,9	-2,9	-2,7	-1,5	-1,5

Пасмурно

14 V	3,9	3,5	3,9	3,6	-0,4	0,0
17 V	4,6	4,6	5,1	5,0	0,0	0,5
18 V	8,4	8,2	9,2	8,2	-0,2	0,8
23 V	-0,4	-0,9	0,9	-0,7	-0,5	1,3
22 X	-0,8	-0,4	-0,7	-0,8	0,4	0,1
24 X	-0,8	-1,0	-0,9	0,6	-0,2	-0,1
25 X	-1,1	-2,3	-2,2	-2,0	-1,2	-1,1
28 X	-1,2	-3,8	-3,4	-2,7	-2,6	-2,2
30 X	-3,5	-1,3	-1,2	-1,0	2,2	2,3
31 X	4,3	4,4	4,6	5,1	0,1	0,3

Переменная облачность

15 V	-0,4	0,0	0,5	0,5	0,4	0,9
16 V	5,2	6,1	6,7	6,7	0,9	1,5
20 V	-1,2	-0,5	0,1	0,1	0,7	1,3
22 V	8,8	9,0	9,4	9,1	0,2	0,6
25 V	4,3	5,0	5,4	5,4	0,7	1,1
26 V	9,4	9,2	9,6	10,7	-0,2	0,2
29 V	14,4	14,4	14,6	14,4	0,0	0,2
30 V	6,9	6,8	7,1	6,9	-0,1	0,2
20 X	-0,2	-1,0	-1,0	-0,9	-0,8	-0,8
26 X	-0,4	-1,3	-1,2	-	-0,9	-0,8
27 X	-2,1	-4,2	-3,0	-2,8	-2,1	-0,9

Очевидно, осаждающиеся на термометры атмосферные осадки приводят к искажению их показаний.

На метеостанции Воейково в 1958 г. были поставлены аналогичные наблюдения и на участке с травяным покровом. Характерное для определенных типов погоды распределение минимальных температур представлено на рис. 2, на котором минимальная температура при всех типах погоды наблюдается на высоте 2 см, кроме случая с теплой адвекцией (30/X), когда минимум находится на поверхности почвы.

Наибольшие разности в минимальных температурах между поверхностью почвы и 2 см наблюдаются при ясной и тихой погоде (примерно $6,5^\circ$) и наименьшие при пасмурной (около 1°).

В табл. 3 приводятся данные по минимальным температурам над травяным покровом, которые соответствуют вышеприведенному рис. 2:

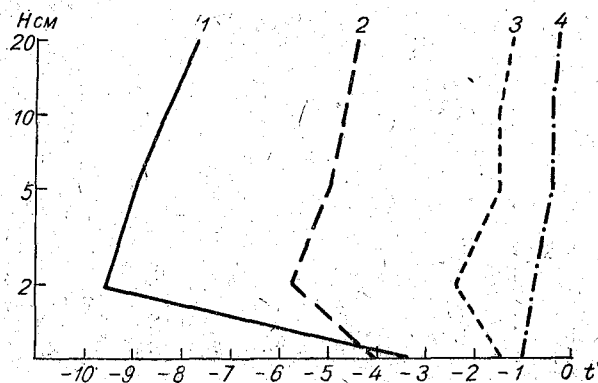


Рис. 2. Распределение минимальной температуры над площадкой с травостоем.
1 — ясно, тихо (29/X), 2 — ясно, ветер (14/X), 3 — пасмурно (25/X), 4 — теплая адвекция (30/X).

минимум находится всегда на высоте 2 см, за исключением случаев с теплой адвекцией. Разности между поверхностью почвы и 2 см при ясной тихой погоде изменяются от 2 до $6,5^\circ$, при ясной ветреной — от $1,5$ до $4,0^\circ$, при пасмурной — от нескольких десятых до $2,5^\circ$.

Описанное распределение минимальной температуры характерно для осеннего периода, когда высота травостоя не превышала 10 см. Весной же наблюдалось смещение минимума с 2 на 5 см

и даже выше, что объясняется повышением деятельного слоя вследствие роста травы с 5 до 20 см.

Данные по распределению минимальных температур на метеостанции Воейково также заставляют признать применяемый метод учета минимальных температур явно неудовлетворительным, так как он не обеспечивает фактического учета опасных заморозков. По приведенным данным минимальная температура может наблюдаться на поверхности почвы в случае адвекции теплых воздушных масс после периода холодной погоды и сильного выстывания почвы. Но такие случаи не показательны при оценке морозоопасности территории. Согласно исследованиям И. А. Гольцберг [2], основное число опасных для сельскохозяйственных культур заморозков (80—85%) происходит при ясном небе. Имеющийся в нашем распоряжении экспериментальный материал и литературные источники, обобщающие опытные данные, показывают, что при ясном небе минимальная температура наблюдается над почвой, обычно на высоте 2 или 5 см, иногда даже несколько выше, причем различия с температурой поверхности почвы составляют несколько градусов.

К. Пыйклик в своей работе [5] указывает, что в Эстонской ССР из 71 наблюдения за ясные ночи минимум на высоте 2 см наблюдался 18 раз, на высоте 5 см — 43 раза, на высоте 10 см — 10 раз, а на поверхности почвы не наблюдался совсем. Лайк [9], детально изучавший ночной температурный профиль над оголенной поверхностью в ясные

Таблица 3

Температура воздуха (в °C) на площадке с травяным покровом

Дата	Высота (в см)					Разности температур	
	0	2	5	10	20	2—0	5—0

Ясно, тихо

17 IX	0,8	-4,9	-4,1	-3,2	-2,1	-5,7	-4,9
20 IX	0,4	-4,2	-3,3	-2,8	-2,3	-4,6	-3,7
28 IX	-1,2	-3,0	-2,7	-2,4	-1,8	-1,8	-1,5
11 X	1,5	-1,8	-0,6	0,2	1,3	-3,3	-2,1
29 X	-3,2	-9,6	-9,0	-8,4	-7,7	-6,4	-5,8

Ясно, ветер

21 V	0,6	-3,3	-2,3	-0,7	0,2	-3,9	-2,9
24 V	4,1	0,1	1,3	2,6	3,3	-4,0	-2,8
14 IX	-4,1	-5,8	-5,0	-4,7	-4,4	-1,7	-0,9
18 IX	2,2	-0,3	0,3	0,4	0,6	-2,5	-1,9
3 X	-2,1	-3,5	-3,1	-2,6	-2,6	-1,4	-1,0

Пасмурно

14 V	3,2	3,8	4,0	3,9	3,4	0,6	0,8
17 V	4,7	4,6	5,1	5,3	3,9	-0,1	0,4
18 V	7,8	7,0	8,3	7,6	6,3	-0,8	0,5
23 V	-0,6	-0,9	-0,3	-0,1	-0,1	-0,3	0,3
22 X	-0,5	-1,1	-0,6	-0,5	-0,5	-0,6	-0,1
24 X	-0,8	-0,8	-0,1	0,1	0,0	0,0	0,7
25 X	-1,5	-2,4	-1,5	-1,5	-1,2	-0,9	0,0
28 X	-1,3	-3,9	-2,8	-2,6	-2,3	-2,6	-1,5
30 X	-1,0	-0,9	-0,4	-0,4	-0,3	0,1	0,6
31 X	3,6	4,6	5,4	5,4	5,4	1,0	1,8

Переменная облачность

15 V	0,1	-0,3	0,2	0,5	0,3	-0,4	0,1
16 V	5,8	6,0	6,9	7,1	6,2	0,2	1,1
20 V	-0,0	-0,6	-0,2	-0,1	-0,6	-0,6	-0,2
22 V	9,0	8,3	9,0	9,5	8,6	-0,7	0,0
25 V	5,5	3,8	4,9	5,4	4,9	-1,7	-0,6
26 V	9,5	8,7	10,2	10,8	10,3	-0,8	0,7
29 V	14,6	13,9	14,5	14,9	14,1	-0,7	-0,1
30 V	7,5	7,0	7,2	7,2	6,8	-0,5	-0,3
20 X	-0,1	-1,0	-0,4	-0,2	-0,2	-0,9	-0,3
26 X	-1,2	-1,4	-0,4	-0,5	-0,4	-0,2	0,8
27 X	-2,4	-3,4	-2,6	-2,6	-2,3	-1,0	-0,2

штилевые ночи с помощью шариковых термистров и спиртовых минимальных термометров, установил, что в такую погоду минимум температуры находится на высоте 2—3 дюймов от поверхности почвы (5—7 см). Рашке [10], анализируя материал наблюдений 183 ночей в Пуне (Индия), пришел к выводу, что распределение температуры над оголенной поверхностью ночью зависит от погодных условий, в частности при ясной погоде минимальная температура наблюдается над почвой на высоте от 1 до 10 см.

Остановимся на физическом объяснении распределения минимальных температур на поверхности почвы и над ней.

Смещение минимума температуры с поверхности почвы в воздух не согласуется с классической теорией о ночном понижении температуры в нижних слоях воздуха, согласно которой температура в ясные штилевые ночи растет с высотой, так как минимум наблюдается на поверхности почвы. Полученный многими исследователями экспериментальный материал до некоторой степени противоречит этой теории, так как минимум наблюдается не на поверхности почвы, а над ней.

Исследовательские работы, в которых рассматривается распределение ночных температур в нижнем слое воздуха, по методике исследования разделяются на две группы. В одной группе путем теоретического расчета, исходящего из физических представлений об исследуемом процессе, устанавливается закон изменения элемента с высотой и в подтверждение правильности полученного закона приводится несколько серий наблюдений. К работам такого типа относится, например, статья Serro Huonila [11].

В другой группе работ основное внимание уделяется тщательной постановке эксперимента при различных условиях погоды. Исследования такого рода производили Пыйклик [5], Лайк [8, 9], Рашке [10] и др. Слабой стороной этих работ является недостаточная физическая интерпретация полученных результатов. Объяснения смещения минимума с поверхности почвы на некоторую высоту носят в основном характер гипотезы и являются не вполне убедительными. Так, Лайк формулирует свою гипотезу следующим образом: «возможно, что воздух вблизи земли теряет значительное тепло за счет излучения и охлаждается сильнее, чем поверхность почвы».

В работе Рашке [10] сделана попытка объединения эксперимента с теоретическим расчетом. На основании проведенных в Пуне (Индия) наблюдений, охватывающих 183 ночи, он установил, что в ясные тихие ночи минимум температуры наблюдается на некоторой высоте над почвой (около 5 см). Расчетные данные Рашке показали, что минимальная температура имеет место на той высоте, для которой получены максимальные теплотери. Рашке подверг критике результаты вычислений Меллера [10], согласно которым излучение нижнего 2-метрового слоя не имеет значения для процессов охлаждения в припочвенных слоях воздуха.

В нашей отечественной литературе нет даже попыток теоретического расчета смещения минимума температуры с поверхности земли на некоторую высоту, а этот вопрос чрезвычайно важен и для сельского хозяйства и для теории физики приземного слоя воздуха.

Практика показывает, что сам факт возможности смещения минимума с поверхности на некоторую высоту над почвой следует считать установленным. Превышение температуры поверхности почвы по сравнению с прилегающими слоями воздуха не может быть отнесено только за счет установки спиртового минимального термометра, так как аиа-

логичные результаты получены при измерении минимальной температуры термистрами в виде маленьких шариков (Лайк) и в виде тонких пластинок, которые не погружены в почву, а лишь прижаты к ней.

Вопрос о ночном распределении температуры у земли без углубленной физической трактовки нельзя считать решенным. Несомненно, что при ночном охлаждении поверхности земли и нижних слоев воздуха большое значение имеет подток тепла к поверхности почвы из глубины, который задерживает снижение температуры поверхности почвы. К. Я. Кондратьев [3] отмечает, что тепловое излучение воздуха может быть существенным для изменения температуры у земли только в случае очень слабого турбулентного обмена, приближающегося к молекулярному. В ясные штилевые ночи у самой земли наблюдается застой и теплообмен действительно близок к молекулярному, а в такие ночи, согласно экспериментальным данным, минимум может наблюдаться на высоте 5 см и даже несколько выше.

Но в данном вопросе нельзя довольствоваться гипотетическими выводами, а для окончательного разрешения его крайне важно детально изучить физические процессы у земли и уметь количественно определить теплотери самых нижних слоев воздуха.

Для улучшения обслуживания сельскохозяйственного производства необходим точный учет и надежный прогноз заморозков. Как показывает изложенный выше материал, существующий учет минимальных температур в будке и на поверхности почвы термометром, до половины погруженным в почву, не пригоден для практического обслуживания сельского хозяйства, так как дает завышенные минимальные температуры, которые не отражают условий повреждения сельскохозяйственных культур заморозками. Из приведенного выше материала видно, что при прояснениях после вторжения холодных воздушных масс температура поверхности почвы оказывается выше, чем на уровне 2—5 см, на 4—6°. Опасные заморозки наблюдаются в основном как раз при таком типе погоды [2].

Температура поверхности почвы может быть холоднее прилегающего воздуха на несколько градусов; это бывает в том случае, если теплые воздушные массы вступают на выхоленную подстилающую поверхность. Однако совершенно очевидно, что такие случаи не представляют интереса при оценке морозоопасности территории.

Поскольку соотношения наибольшего понижения температуры на почве и на высоте 2 или 5 см непостоянны и меняются в зависимости от погодных условий, то точный учет и надежный прогноз заморозков по данным напочвенных термометров вообще невозможен. Для учета весенних и осенних заморозков, которые наносят повреждения сельскохозяйственным культурам, лучшие результаты дают наблюдения над минимальными температурами в воздухе на высоте 2 или 5 см.

С. А. Сапожникова отмечает, что на высоте 5 см несколько меньше ошибка наблюдений. Но различия в показаниях минимальных термометров на высоте 5 и 2 см не превышают 0,5° в том случае, если минимум относится к высоте 5 см, если же минимум приходится на высоту 2 см, то различия между этими высотами несколько больше (примерно 1°).

В течение 1935—1940 гг. на сети станций существовала установка минимальных термометров на высоте 2 см, оправдавшая себя при учете опасных для сельскохозяйственных культур заморозков. Поэтому сейчас также следует рекомендовать для всей агрометеосети и для станций, привлеченных к обслуживанию сельского хозяйства, дополнительную установку минимального термометра на высоте 2 см.

По распоряжению ГУГМС с весны 1959 г. наблюдения по дополнительному минимальному термометру на высоте 2 см проводятся на ряде метеостанций и полностью подтверждают правильность рекомендуемой установки (Луганск, Херсон, Свердловск и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабушкин Л. Н. К вопросу о наступлении заморозков на хлопковых полях. Средне-Азиатский метеорологический институт, вып. III. 1930.
2. Гольцберг И. А. Климатическая характеристика заморозков и методы борьбы с ними в СССР. Труды ГГО, вып. 17. 1948.
3. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Гидрометеониздат. Л. 1956.
4. Копачевская М. Н. Размещение минимальной температуры в 2-метровом приземном слое воздуха весной и осенью. Труды Украинского НИГМИ, вып. 14. 1958.
5. Пыйклик К. Как определить низкие температуры на почве. Наука и передовой опыт в сельском хозяйстве, № 9. 1958.
6. Сапожникова С. А. Наблюдения по напочвенным и незащищенным термометрам. Труды по сельскохозяйственной метеорологии, вып. XXIV. 1934.
7. Судакевич Ю. Е. Об уточнении методики измерения минимальной температуры. Метеорология и гидрология, № 1. 1957.
8. Lake J. V. The Nocturnal Heat Balance. Nature Saturday, July 2, 1956.
9. Lake J. V. The temperature profile above bare soil on clear nights. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol. 82, No 352. April 1956.
10. Raschke K. Über das Nächliche Temperaturminimum über nachtem Boden in Poona (Indien). Meteorologische Rundschau. Januar—Februar 1957, Heft 1.
11. Seppo Huonila. On the measurement of temperature, humidity and wind velocity very near the ground. Geophysica, vol 6, No 3—4, Helsinki 1958.

РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РАЗЛИЧНО ОРИЕНТИРОВАННЫХ СКЛОНОВ В УСЛОВИЯХ ХОЛМИСТОГО РЕЛЬЕФА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

В статье на основании экспериментальных исследований, проводившихся в Воейково с марта по сентябрь 1954 г., дается характеристика радиационного и термического режима склонов в условиях холмистого рельефа Ленинградской области.

Рассмотрен суточный ход составляющих радиационного баланса. Полученные экспериментальные данные соответствуют расчетным величинам. Рассмотрены зависимости температуры почвы от радиационного баланса.

Обычно на актинометрических станциях производят измерения составляющих радиационного баланса для горизонтальной поверхности. Но для практических целей, главным образом для сельского хозяйства, необходимо знать также количество тепла, которое получает поверхность склонов разной экспозиции.

Расчетом и измерением радиационного баланса и его составляющих для склонов занимался ряд советских ученых (А. Н. Гордов, В. А. Смирнов, Б. А. Айзенштадт, К. Я. Кондратьев, А. Ф. Захарова и др.) и иностранных ученых (Вольц, Ленелунд и др.).

Большая часть этих работ представляет теоретические разработки для пересчета составляющих радиационного баланса с горизонтальной площадки на склоны различной экспозиции при условии ясного неба.

Цель настоящей работы — охарактеризовать радиационный режим склонов в условиях холмистого рельефа Ленинградской области и увязать его с температурой воздуха и почвы для оценки количества тепла, получаемого растениями на склонах различной экспозиции в течение вегетационного периода.

Для изучения радиационного и термического режима склонов различной экспозиции на широте 60° в районе поселка Воейково Ленинградской области были организованы актинометрические и градиентные наблюдения, которые проводились на южном и северном склонах с марта по сентябрь 1954 г.

Склоны, на которых производились наблюдения, расположены на расстоянии 800 м к северо-востоку от основной площадки метеостанции Воейково. Южный склон (крутизна $12-15^\circ$, относительная высота 20—22 м) покрыт луговой растительностью с преобладанием пырея, северный склон (крутизна $10-12^\circ$, высота 15—17 м) — луговой растительностью и мхом (кукушкин лен). Высота травостоя на склонах и горизонтальной площадке не превышала 5—10 см. Почва как южного, так и северного склонов супесчаная, на горизонтальной площадке — легкий суглинок.

На выбранных склонах были установлены актинометрическая и градиентная установки.

Актинометрическая установка состояла: из альбедометра Янишевского и балансомера Янишевского, которые устанавливались на высоте 1,5 м. Наблюдения производились синхронно двумя наблюдателями на северном и южном склонах эпизодически, суточными сериями, включавшими шесть основных актинометрических сроков наблюдений. В дни, когда не было второго наблюдателя, наблюдения производились последовательно. Для сопоставления радиационного режима склонов с горизонтальной поверхностью привлекались данные самописцев метеостанции. Наблюдались: рассеянная радиация, суммарная радиация, отраженная радиация и радиационный баланс.

Градиентные наблюдения над температурой и влажностью воздуха производились одновременно с актинометрическими наблюдениями с помощью аспирационных психрометров на высотах 0,2 и 1,5 м. Температура почвы измерялась срочными термометрами на поверхности почвы и на глубинах 5, 10, 15, 20 см в двухкратной повторяемости термометрами-пращами, которые устанавливались перпендикулярно склону.

20/III и 20/IV определялась глубина промерзания почвы, а также слой оттаивания почвы на северном и южном склонах и на горизонтальной площадке. Результаты измерений приведены в табл. 1.

Таблица 1

Глубина промерзания почвы на склонах и на метеоплощадке и величина оттаивания почвы сверху (в см)

Дата	Северный склон		Южный склон		Метеоплощадка
	оттаивание сверху	промерза- ние	оттаивание сверху	промерза- ние	промерза- ние
28/III	6	66	8	40	50
20/IV	10	50	—	0	0

Почва на северном склоне оттаивала гораздо медленнее, чем на южном склоне. Так, например, 20 апреля, когда на южном склоне почва целиком оттаяла, на северном склоне почва оттаяла только на 10 см. Перед началом наблюдений, 10 и 30/III, были проведены снего съемки. Данные снегосъемок показали, что снежный покров на северном склоне был выше, чем на южном. Это можно объяснить более интенсивным таянием снега на южном склоне.

Один раз в десять дней определялась влажность почвы.

Весной и в начале лета почва на южном склоне была несколько суше, чем на северном склоне. Летом, в июле—августе, под влиянием выпадавших осадков влажность почвы выравнилась на всех трех площадках.

Радиационный режим склонов

Прямая радиация (S'), получаемая склонами, вычислялась как разность суммарной (Q) и рассеянной радиации (D):

$$S_{\text{скл}} = Q_{\text{скл}} - D_{\text{скл}}$$

Для рассмотрения суточного хода прямой радиации склонов были выбраны, по возможности, ясные дни и для этих дней построены гра-

фйки суточного хода прямой радиации. На рис. 1 представлен суточный ход прямой радиации на северном и южном склонах и горизонтальной площадке при $\delta_{\odot} = 19^{\circ}$ (17/V, облачность 0/0—1/1).

Суточный ход прямой радиации на горизонтальной площадке, как известно, представляет собой симметричную кривую. Суточный ход прямой радиации на южном и северном склонах выражен асимметричными кривыми (рис. 1).

На южном склоне кривая смещена влево по отношению к полудню. В утренние часы при восходе солнца, когда интенсивность прямой ра-

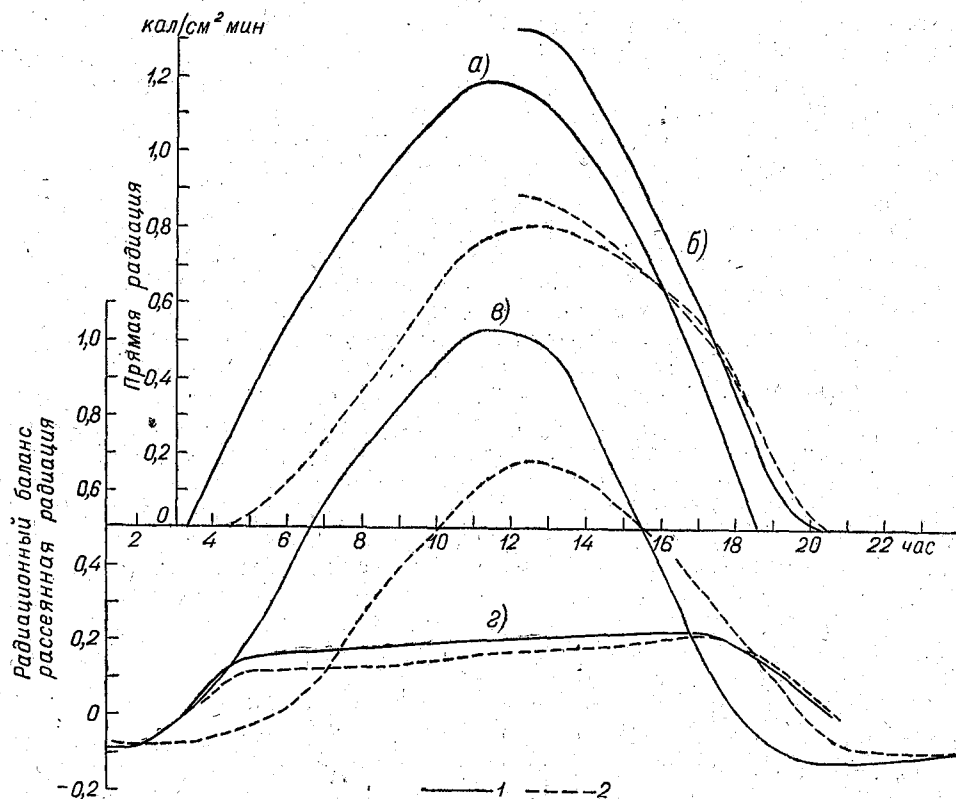


Рис. 1. Суточный ход составляющих радиационного баланса на склонах в Воейково в ясный день 17 мая 1954 г.

а — прямая радиация по наблюдениям, б — прямая радиация по расчетам А. Ф. Захаровой, в — радиационный баланс, г — рассеянная радиация; 1 — южный склон, 2 — северный склон.

диации на горизонтальной площадке еще равна нулю, интенсивность прямой радиации южного склона составляет 0,17—0,20 кал/см² мин. При увеличении высоты солнца на южном склоне интенсивность прямой радиации возрастает быстрее, чем на горизонтальной площадке, и максимума она достигает к 11 час., что связано с большим облучением склона солнечными лучами. От 11 к 12 час. интенсивность прямой радиации почти не меняется или незначительно увеличивается. С 12 час. интенсивность прямой радиации на южном склоне быстро убывает и достигает нуля на один час раньше, чем на горизонтальной площадке.

На северном склоне суточный ход прямой радиации выражен также асимметричной кривой, смещенной вправо по отношению к полудню. На северном склоне максимальная интенсивность прямой радиации

наблюдается в 12—13 час. В первую половину дня, примерно до 15 час., интенсивность прямой радиации на северном склоне остается все время меньше интенсивности прямой радиации на южном склоне и горизонтальной площадке. В 15—16 час. оба склона и горизонтальная площадка получают одинаковое количество тепла, и после 16—17 час. северный склон получает тепла больше, чем южный склон и горизонтальная площадка.

По формуле, предложенной А. Н. Гордовым, была вычислена интенсивность прямой радиации (для широты 60°) для северного и южного склонов (входящая в формулу прямая радиация на перпендикулярную поверхность взята из наблюдений метеостанции (Воейково)). Расхождения вычисленных и наблюдаемых данных интенсивности прямой радиации не превышали 5%, что находится в пределах точности наблюдений. Следовательно, для расчета интенсивности прямой радиации различно ориентированных склонов можно пользоваться формулой А. Н. Гордова, входящую же в нее прямую радиацию на перпендикулярную поверхность следует брать из непосредственных наблюдений.

Интенсивность прямой радиации на различно ориентированных склонах по вычислениям А. Ф. Захаровой оказалась больше, чем по наблюдаемым данным. Это объясняется тем, что А. Ф. Захарова в своих вычислениях брала коэффициент прозрачности, равный 0,80; в Воейково во время наблюдений коэффициент прозрачности составлял 0,72—0,74. Суточный ход прямой радиации для склонов крутизной 10—15°, полученный А. Ф. Захаровой, несколько отличается от наблюдаемых данных. По вычислениям А. Ф. Захаровой, наибольшая интенсивность прямой радиации на обоих склонах отмечается в 12 час. и нулевая интенсивность — около времени захода солнца. По наблюдаемым данным, на южном склоне наибольшая интенсивность прямой радиации отмечается в 11 час. 30 мин., на северном — в 12—12 час. 30 мин., что обусловлено наибольшим облучением их солнечными лучами в это время. На южном склоне и интенсивность прямой радиации достигает нулевого значения на один час раньше времени захода солнца, так как солнце в это время находится в западно-северо-западной части небесного свода, т. е. почти за южным склоном.

В табл. 2 представлены суточные суммы интенсивности прямой радиации на южном, северном склонах и горизонтальной площадке. Суточные суммы интенсивности прямой радиации на склонах определены по ежечасным наблюдениям, которые проводились в указанные дни, а суточные суммы интенсивности прямой радиации на горизонтальной площадке брались по данным самописца метеостанции.

Из таблицы видно, что в ясные дни наибольшие различия в величинах прямой радиации северного и южного склонов наблюдаются в начале весны и осенью, т. е. тогда, когда склонение солнца еще невелико ($4-8^\circ$), с увеличением склонения солнца эти различия уменьшаются и достигают минимума в день летнего солнцестояния.

Отношения сумм напряжения прямой радиации на склонах к напряжению прямой радиации на горизонтальную площадку, приведенные в табл. 2, указывают, что эти отношения по вычисленным и наблюдаемым данным близки.

В дни с переменной облачностью отмеченные закономерности нарушаются. В этих случаях величины суточных сумм интенсивности прямой радиации на склонах и процентное отношение их к интенсивности прямой радиации на горизонтальной площадке в значительной мере зависят от количества и характера облачности и от распределения ее в течение суток.

Таблица 2

Суточные суммы прямой радиации на склонах и горизонтальной поверхности при различных склонениях солнца (в кал/см² сутки) и отношение их (в %)

Дата	$\delta_{\odot}$	Прямая радиация			Отношения прямой радиации склонов к горизонтальной площадке				Продолжительность солнечного сияния	Средняя облачность за сутки
		южный склон	северный склон	горизонтальная площадка	по наблюдениям		по вычислениям А. Ф. Захаровой			общая / нижняя
					южный склон	северный склон	южный склон	северный склон		
30/III	3,5	287	130	212	135	61	138	60	10,4	33/33
31/III	3,9	381	198	296	130	63	137	61	12,5	0,0/0,0
10/IV	7,7	320	164	243	124	69	131	69	13,0	3,8/0,5
20/IV	11,3	246	146	200	122	73	126	74	10,9	6,2/0,0
8/V	16,9	524	371	432	115	80	115	79	15,1	1,8/1,7
17/V	19,2	485	352	421	110	83	110	83	14,9	2,7/2,7
20/V	19,8	280	220	240	111	90	109	84	10,2	5,5/3,2
27/V	21,2	518	401	480	108	83	107	85	15,8	2,2/0,8
28/VI	22,8	337	199	275	115	72	105	86	10,0	6,8/6,5
14/VI	23,2	484	384	444	108	86	104	86	13,2	5,2/0,0
16/VI	23,3	286	207	247	111	83	104	86	12,5	9,3/2,3
17/VI	23,4	249	239	259	105	92	104	88	12,2	6,5/3,2
19/VIII	13,0	465	314	380	121	80	121	76	10,2	7,8/2,0
26/VIII	10,7	483	281	396	124	73	126	73	13,1	2,3/0,7
9/IX	5,6	445	230	341	130	67	135	68	12,6	0,2/0,2

Наблюдения над рассеянной радиацией велись с помощью альбедометра Янишевского, установленного параллельно склону. По результатам наблюдений для ясных дней построены кривые суточного хода отношений рассеянной радиации склонов к горизонтальной площадке

$$\frac{D_{\text{скл}}}{D_{\text{гор. пл}}} \quad (\text{рис. 2}).$$

Наибольшее различие в приходе рассеянной радиации на южный и северный склоны наблюдается в утренние часы, при увеличении высоты солнца различие в приходе рассеянной радиации к склонам уменьшается. В послеполуденные часы, несмотря на уменьшение высоты солнца, наблюдается дальнейшее выравнивание прихода рассеянной радиации к склонам и за два часа до захода солнца оба склона и горизонтальная площадка получают одинаковое количество тепла от рассеянной радиации. Далее южный склон затеняется, а северный склон остается освещенным, поэтому различие в приходе рассеянной радиации увеличивается и имеет обратный знак ($D_{\text{южн. скл}}/D_{\text{гор. пл}} < 1$, а $D_{\text{сев. скл}}/D_{\text{гор. пл}} > 1$).

Сравнивая полученные из наблюдений отношения рассеянной радиации склонов к горизонтальной площадке с данными К. Я. Кондратьева и М. П. Моноловой [5], можно отметить хорошую сходимость в дополуденные часы. Например, по наблюдениям при $h_{\odot}=15^{\circ}$ отношения $D_{\text{южн. скл}}/D_{\text{гор. пл}}=1,20$, $D_{\text{сев. скл}}/D_{\text{гор. пл}}=0,80$; при $h_{\odot}=30^{\circ}$ $D_{\text{южн. скл}}/D_{\text{гор. пл}}=1,10$; $D_{\text{сев. скл}}/D_{\text{гор. пл}}=0,82$, что совпадает с расчетными данными. В послеполуденные часы при уменьшении высоты

солнца такого согласования не наблюдается, так как в послеполуденные часы происходит постепенное затенение южного склона.

✓ Южный склон в течение суток получает в среднем на 8—10% больше тепла от рассеянной радиации, чем горизонтальная площадка, а северный склон на 4—5% меньше (рис. 2).

Суточный ход суммарной радиации существенным образом зависит от ориентации склонов. Изменение характера суточного хода суммарной радиации в зависимости от ориентации склонов обусловлено различием в приходе прямой и рассеянной радиации.

✓ Рассматривая приход суммарной радиации к отдельно взятому склону в ясные дни и дни с переменной облачностью (облака Ac, Ci и Sc), следует отметить, что в обоих случаях склон получает одинаковое количество тепла, так как в дни с переменной облачностью уменьшение интенсивности прямой радиации компенсируется увеличением

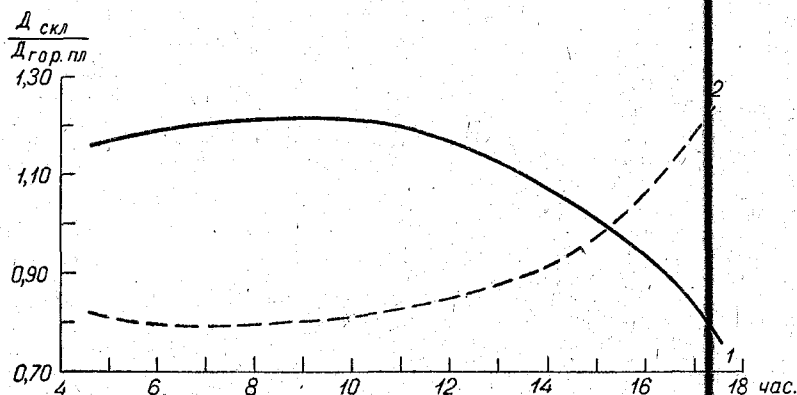


Рис. 2. Суточный ход отношения $\frac{D_{\text{скл}}}{D_{\text{гор. пл}}}$ при безоблачном небе (март).

1 — южный склон, 2 — северный склон.

интенсивности рассеянной радиации (облака кучевых форм обладают наибольшей рассеивающей способностью).

Кривые суточного хода радиационного баланса склонов также асимметричны по отношению к полудню. В утренние часы, когда радиационный баланс на горизонтальной площадке равен нулю, на южном склоне он уже равен 0,10—0,15 кал/см² мин., а на северном склоне он еще отрицательный. На южном склоне радиационный баланс достигает максимума к 10—11 час., а на северном склоне — к 12—13 час. На южном склоне после 11 час. наблюдается уменьшение радиационного баланса, несмотря на рост прямой радиации. Это объясняется тем, что в утренние часы идет быстрое повышение температуры поверхности почвы, а с повышением температуры почвы растет потеря тепла за счет увеличения эффективной радиации.

Переход через нуль на южном склоне наблюдается на один час раньше, чем на горизонтальной площадке, и на два часа раньше, чем на северном склоне (рис. 1в).

После захода солнца радиационный баланс южного склона меньше, чем радиационный баланс горизонтальной площадки (—0,12, —0,13, кал/см² мин.), так как это связано с более высокой температурой почвы на южном склоне. К концу ночи величины радиационного баланса на склонах и горизонтальной площадке выравниваются.

Сопоставление наблюдаемых данных с данными, вычисленными по формуле Б. А. Айзенштадта, показало хорошую сходимость этих величин. Расхождения не превышают 5—10%. Таким образом, для приближенных расчетов можно пользоваться формулой Б. А. Айзенштадта.

Термический режим склонов

В литературе вопрос термического режима различных ориентированных склонов в условиях холмистого рельефа освещен крайне недостаточно. Исследования термического режима склонов проводились в некоторых районах страны: в Абхазии (В. А. Смирнов [12]), предгорной части Грузии (С. А. Михайловская [8]), Московской области (Ф. Ф. Давитая [3]), в Ленинградской области (С. А. Сапожникова [11]).

В 1955—1956 гг. сотрудниками Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова и Казахского научно-исследовательского гидрометеорологического института производились исследования в северной части Казахского мелкосопочника [7]. В этих работах, а также в работах В. П. Мосолова отмечается большое значение микроклимата пересеченной местности для роста и развития сельскохозяйственных культур.

С. А. Михайловская [9] устанавливает связь между среднесуточной температурой почвы и суточной суммой прямой радиации. Найденная зависимость позволила ей построить карты распределения температуры почвы на глубине 20 см в предгорном районе Грузии. Суточный ход температуры поверхности почвы, температуры воздуха и радиационного баланса на северном и южном склонах в Воейково представлен в табл. 3 для двух безоблачных дней.

После восхода солнца на южном склоне наблюдается быстрый рост температуры поверхности почвы. На северном же склоне в это время не наблюдается роста температуры поверхности почвы, только спустя 1,5—2 часа после восхода солнца температура поверхности почвы медленно поднимается. Максимальная температура поверхности почвы наблюдается в 11 час. — 11 час. 30 мин. на южном склоне и около 13 час. на северном склоне.

Различный характер суточного хода температуры поверхности почвы на склонах объясняется особенностями суточного хода радиационного баланса. После восхода солнца радиационный баланс на южном склоне положительный и составляет 0,1—0,2 кал/см² мин., в то время как на северном склоне он еще отрицательный. Только через 2—2,5 часа после восхода солнца радиационный баланс на северном склоне становится положительным, после чего наблюдается медленное увеличение температуры поверхности почвы. В дальнейшем, по мере выравнивания радиационного баланса на обоих склонах, наблюдается сближение кривых суточного хода температуры поверхности почвы, однако сумма тепла, приходящая в течение дня на южный склон, больше, чем на северный, вследствие чего в вечерние часы температура почвы на южном склоне выше, чем на северном, хотя радиационный баланс на южном склоне уже отрицательный. Лишь ночью температура поверхности почвы на склонах выравнивается.

Наибольшие различия в температуре поверхности почвы между склонами наблюдаются в утренние часы (до 8—12°), т. е. тогда, когда наблюдаются максимальные различия в интенсивности радиационного баланса на склонах. В дальнейшем по мере уменьшения различия в радиационном балансе на склонах происходит уменьшение разностей и ночью эти различия исчезают (рис. 3).

Суточный ход температуры поверхности почвы, температуры воздуха и радиационного баланса в ясный день 17 и 20 мая 1954 г.

Склон	Часы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

17 мая												
Температура поверхности почвы	Южный : Северный :	7,8 7,4	7,6 7,4	7,6 7,6	8,0 7,3	12,1 7,5	16,0 7,8	21,8 10,7	25,6 14,6	29,0 17,0	31,0 20,9	31,8 23,8
Температура воздуха на высоте 20 см	Южный : Северный :	7,4 7,7	7,3 7,6	7,3 7,5	7,2 7,4	7,8 8,0	9,0 9,2	10,2 10,8	12,2 13,0	14,5 15,5	16,6 17,5	18,4 19,5
Температура воздуха на высоте 150 см	Южный : Северный :	7,2 7,5	7,4 7,5	7,3 7,4	7,6 7,5	8,0 8,0	8,4 8,9	9,6 10,3	11,6 12,0	13,6 14,0	14,9 16,2	16,8 18,0
Радиационный баланс	Южный : Северный :	-0,09 -0,08	-0,09 -0,08	-0,02 -0,08	0,04 -0,06	0,20 -0,03	0,40 0,02	0,57 0,13	0,69 0,27	0,83 0,40	0,94 0,50	1,02 0,67

20 мая												
Температура поверхности почвы	Южный : Северный :	- -	8,0 8,0	8,2 8,0	10,9 8,4	15,0 10,2	20,0 13,0	24,6 15,2	30,0 19,8	33,3 23,0	35,6 26,0	37,9 30,0
Температура воздуха на высоте 20 см	Южный : Северный :	- -	- -	- -	9,6 9,6	11,1 10,6	12,4 11,6	14,8 13,6	17,8 16,2	20,9 18,9	23,6 21,2	24,0 22,0
Температура воздуха на высоте 150 см	Южный : Северный :	- -	- -	- -	9,6 9,7	11,0 10,4	12,0 11,2	14,0 12,9	17,0 15,5	19,5 18,4	22,2 20,5	23,0 21,2
Радиационный баланс	Южный : Северный :	- -	- -	0,00 -0,05	0,04 -0,04	0,14 0,02	0,28 0,14	0,42 0,25	0,55 0,37	0,72 0,49	0,84 0,58	0,82 0,64

Склон	Часы											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24

17 мая

Температура поверхности почвы	Южный Северный	31,0 24,3	30,1 24,3	29,8 23,8	29,0 23,0	27,1 22,6	24,1 16,8	21,7 15,2	14,0 11,8	9,0 9,0	8,9 8,9	8,7 8,8	8,6 8,8
Температура воздуха на высоте 20 см	Южный Северный	18,5 19,6	18,1 19,2	17,5 18,6	16,8 17,4	16,2 16,7	15,3 16,0	14,0 15,0	11,2 12,4	9,9 10,4	7,5 8,1	7,4 7,8	7,4 7,7
Температура воздуха на высоте 150 см	Южный Северный	16,7 18,1	16,5 18,0	16,2 17,6	15,7 17,0	14,9 16,3	13,7 15,3	11,8 12,3	8,7 10,0	7,5 8,7	7,0 8,4	7,2 7,6	7,2 7,7
Радиационный баланс	Южный Северный	0,97 0,62	0,80 0,59	0,60 0,54	0,40 0,47	0,16 0,37	0,00 0,22	-0,08 0,10	-0,12 -0,02	-0,12 -0,08	-0,11 -0,09	-0,10 -0,09	-0,10 -0,09

20 мая

Температура поверхности почвы	Южный Северный	37,0 30,3	36,1 29,8	33,5 28,9	30,7 26,0	24,3 22,0	18,4 18,0	13,3 13,0	10,6 10,2	8,1 8,1	6,0 6,0	5,6 5,5	5,3 5,5
Температура воздуха на высоте 20 см	Южный Северный	23,6 21,9	22,2 21,2	20,6 20,2	19,8 19,7	19,5 18,3	17,0 16,7	15,1 15,1	12,0 12,0	10,0 9,5	9,5 9,5	9,5 9,5	9,4 9,5
Температура воздуха на высоте 150 см	Южный Северный	22,5 21,0	21,4 20,5	20,4 19,0	19,6 18,9	18,4 18,0	17,1 16,6	15,2 14,9	12,0 11,9	10,4 10,2	9,7 9,8	9,7 9,7	9,7 9,7
Радиационный баланс	Южный Северный	0,72 0,63	0,66 0,59	0,47 0,52	0,32 0,43	0,17 0,32	0,02 0,22	-0,11 0,10	-0,10 -0,02	-0,09 -0,07	-0,09 -0,03	-0,09 -0,08	-0,08 -0,08

Рассматривая разности температуры поверхности почвы на склонах в утренние часы от месяца к месяцу (рис. 4), можно отметить, что наибольшие величины (порядка $10-12^\circ$) наблюдаются в мае и сентябре, т. е. тогда, когда склонение солнца еще невелико. При увеличении склонения солнца различия в температуре поверхности почвы

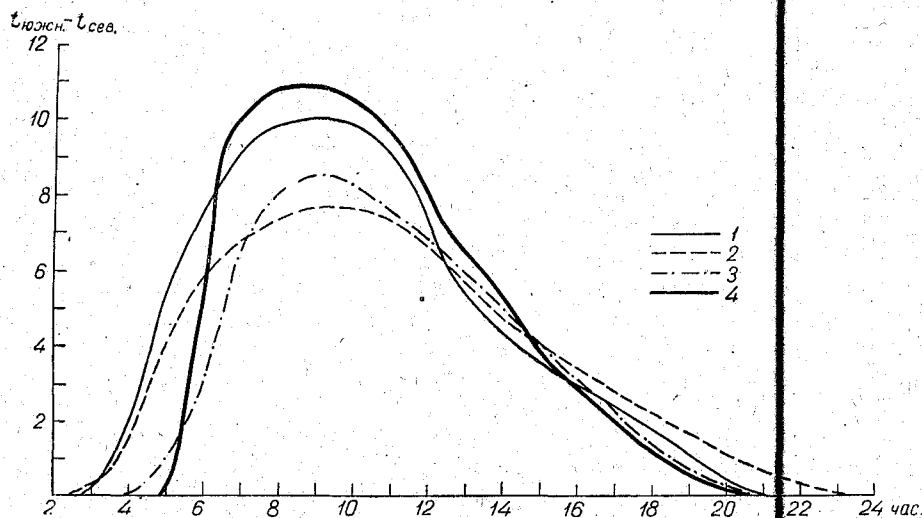


Рис. 3. Суточный ход разностей температур поверхности почвы южного и северного склонов в ясные дни:

1 — май (среднее за 8, 11, 17, 20, 27/V), 2 — июнь (за 7, 14, 16, 18, 21/VI), 3 — август (за 3, 12, 19, 26, 27/VIII), 4 — сентябрь (за 9, 16, 17/IX).

между южным и северным склонами уменьшаются и в июне, ко времени солнцестояния, разности температуры поверхности почвы между склонами соответствуют $4-6^\circ$. В дни с переменной облачностью описанный суточный ход нарушается и в пасмурные дни температура поверхности почвы на южном и северном склонах одинакова. Таким образом, в годовом ходе разности температуры поверхности почвы на склонах следует годовому

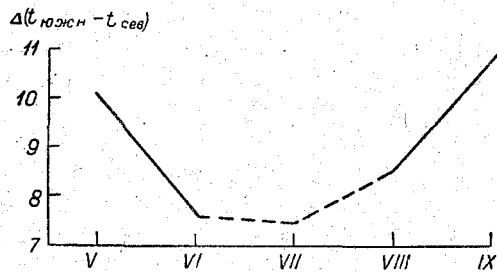


Рис. 4. Годовой ход разностей температур поверхности почвы южного и северного склонов в утренние часы.

ходу разностей радиационного баланса. На рис. 5 представлена зависимость температуры поверхности почвы от радиационного баланса. Связь получается прямой, но характер ее

различен в дополуденные и послеполуденные часы. До полудня происходит быстрое повышение температуры поверхности почвы (поток тепла в почве направлен вниз), после полудня остывание почвы идет медленно, тепло передается к поверхности почвы из более глубоких слоев (поток направлен вверх). С помощью этого графика в районе Воейково в условиях, сходных с пунктами наблюдений, можно определить радиационный баланс по температуре поверхности почвы и, наоборот, температуру поверхности почвы по радиационному балансу.

В суточном ходе температура почвы на глубинах 5, 10, 15 и 20 см не имеет четкой связи с радиационным балансом вследствие запаздывания передачи тепла в глубь почвы, что зависит от различных причин (характера почвы, ее влажности).

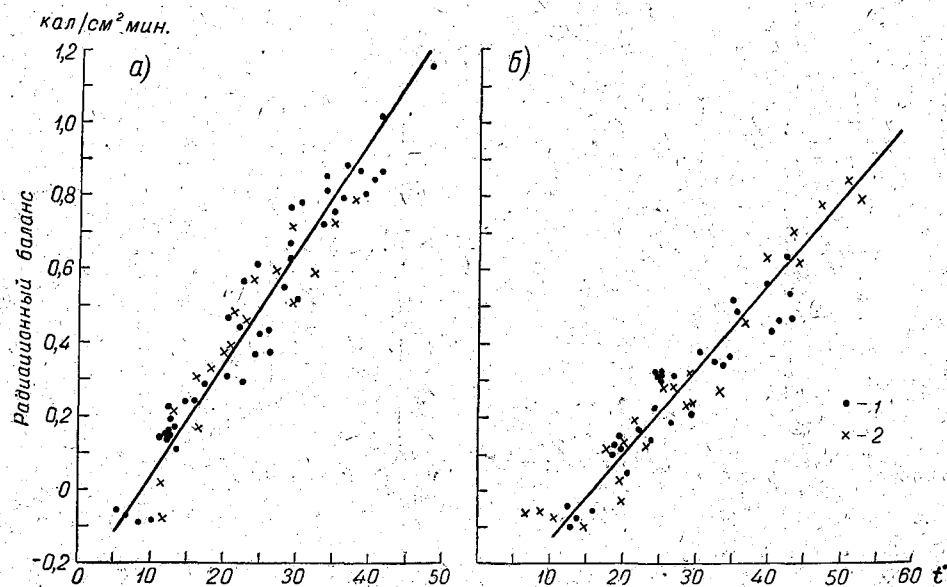


Рис. 5. Зависимость температуры поверхности почвы от радиационного баланса. а — от восхода солнца до 13 час., б — от 13 час. до захода солнца; 1 — южный склон, 2 — северный склон.

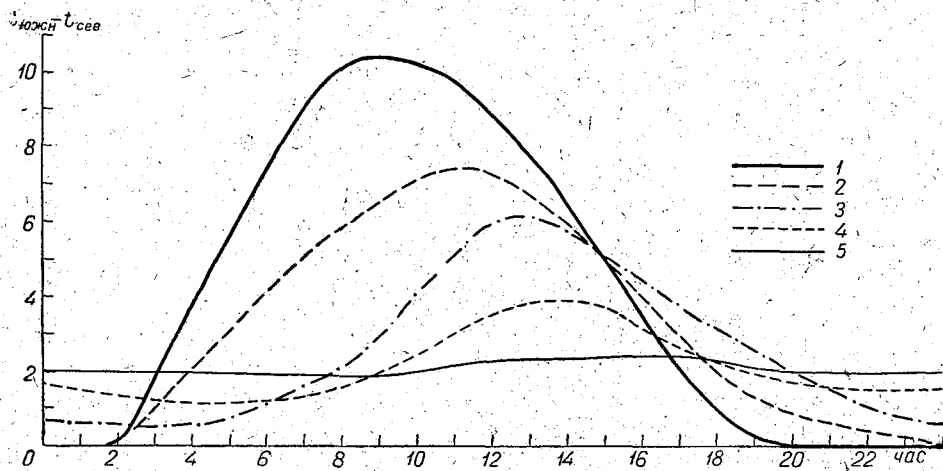


Рис. 6. Суточный ход разностей температуры почвы южного и северного склонов на глубинах 0, 5, 10, 15, 20 см в ясный день за 17 мая 1954 г. 1 — поверхность почвы (0 см), 2 — 5 см, 3 — 10 см, 4 — 15 см, 5 — 20 см.

Температура почвы на глубинах 5, 10, 15 и 20 см на южном склоне в течение всего дня остается выше, чем на северном склоне на этих же глубинах. С увеличением глубины разность температур между склонами уменьшается (рис. 6.). Например, если в мае в ясный день максимальная разница между температурами на поверхности почвы

склонов достигает $10-11^\circ$, то на глубине 5 см она составляет $7-8^\circ$, на глубине 10 см — 6° , на глубине 15 см — 4° и на глубине 20 см — $2,5-2^\circ$. Ночью на глубинах 10, 15 и 20 см температура почвы на южном склоне остается выше, чем на северном склоне. На глубине 10 см разность температур составляет $0,5-1^\circ$, на глубине 15 см — $1,5^\circ$ и на

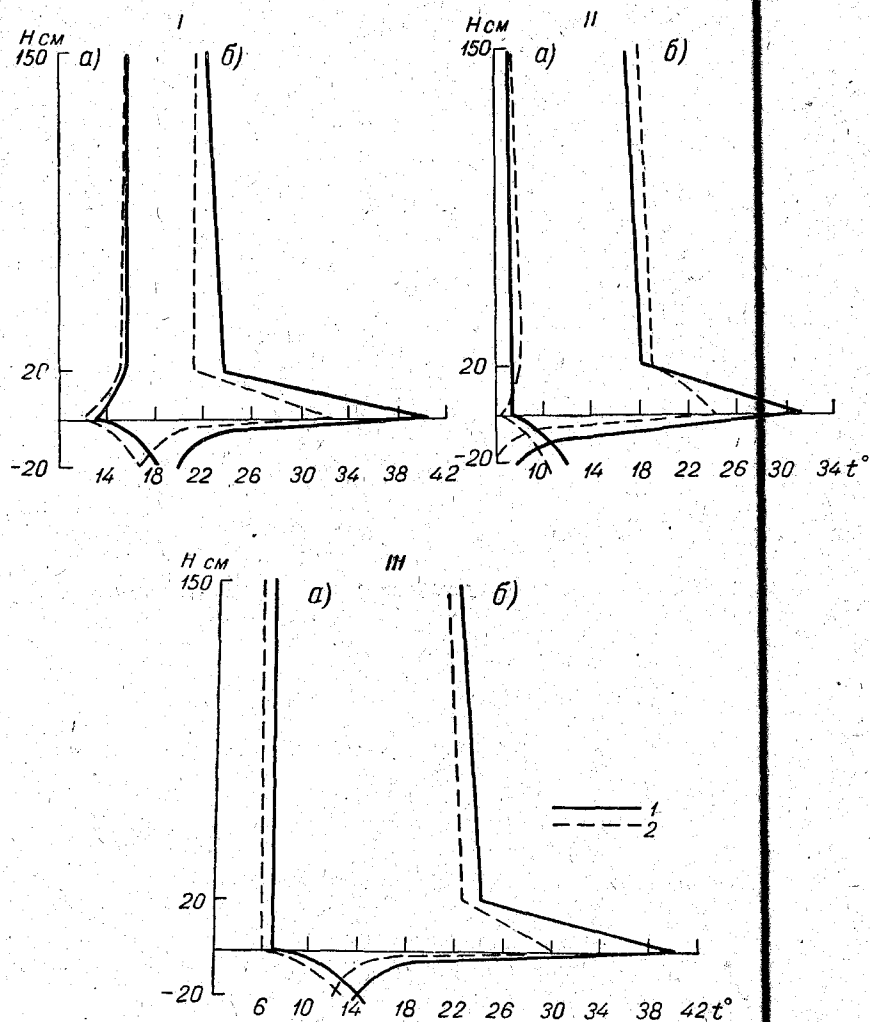


Рис. 7. Вертикальное распределение температуры воздуха и почвы в ясные дни: а — ночью, б — днем.

I — скорость ветра $0,5-0,3$ м/сек. (26/VIII), II — ветер южный, скорость $2-3$ м/сек. (17/V), III — ветер северный, скорость $2-3$ м/сек. (20/V); 1 — южный склон, 2 — северный склон.

глубине 20 см — 2° и более, только на глубине 5 см различия в температуре почвы исчезают.

Рассмотрим изменение разностей температур южного и северного склонов от поверхности почвы до высоты 150 см. Если на поверхности почвы разности температур достигают больших величин ($8-12^\circ$), то с увеличением высоты над поверхностью почвы разность быстро убывает. Днем при малых скоростях ветра (менее 1 м/сек) и ясном небе разности температуры воздуха на южном и северном склонах на

высоте 20 см составляют 2° , на высоте 150 см только $0,4-0,8^{\circ}$. Ночью разности температур воздуха между склонами как на высоте 20 см, так и на высоте 150 см сглаживаются. При южном ветре со скоростью, превышающей $2-3$ м/сек., более высокие температуры воздуха наблюдаются на северном склоне, т. е. на подветренном склоне. Когда же дуют северные ветры (подветренный южный склон), более высокие температуры воздуха наблюдаются на южном склоне. При западных и восточных ветрах различия в температуре воздуха на склонах незначительные (рис. 7).

17/V при южном ветре на подветренном северном склоне температура воздуха была выше, чем на южном, на высоте 20 см на $0,8^{\circ}$, на высоте 150 см на $1,2^{\circ}$ (табл. 3).

20/V наблюдался северный ветер (подветренный южный склон), температура воздуха на южном склоне была на высоте 20 см на 1° , на высоте 150 см на $0,8^{\circ}$ выше, чем на северном.

Обобщая результаты наблюдений, можно сделать вывод, что существенных различий в температуре воздуха, обусловленных влиянием неравномерного нагревания подстилающей поверхности, на северном и на южном склонах не обнаруживается ни на высоте 20 см, ни на высоте 150 см. Более существенной оказывается зависимость температуры воздуха от экспозиции склона по отношению к ветру.

ВЫВОДЫ

1. Весной и осенью в ясные дни южный склон небольшой протяженности крутизной $12-17^{\circ}$ на широте 60° получает от прямой радиации на $25-35\%$, а летом на $10-20\%$ тепла больше, чем северный склон. ✓

2. Различия в радиационном балансе склонов меньше, чем в прямой радиации. Весной и осенью в ясные дни радиационный баланс на южном склоне на 15% больше, чем на северном. Летом различия в радиационном режиме склонов уменьшаются и южный склон получает только на $5-7\%$ тепла больше, чем северный. ✓

3. В ясные дни в среднем за сутки южный склон получает от рассеянной радиации на $8-10\%$ тепла больше, а северный склон на $4-7\%$ меньше, чем горизонтальная площадка. ✓

4. Максимальные различия в температуре поверхности почвы на южном и северном склонах наблюдаются в утренние часы и достигают в мае и сентябре $10-12^{\circ}$, в августе $8-10^{\circ}$ и в июне $-4-5^{\circ}$. В среднем за сутки поверхность почвы на южном склоне на $3-4^{\circ}$ теплее, чем на северном склоне.

5. На глубинах 10, 15 и 20 см в течение всех суток температура почвы на южном склоне выше, чем на северном склоне. Днем почва на южном склоне теплее, чем на северном, на глубине 10 см на 6° , на глубине 15 см — на 4° , на глубине 20 см — на $2,5-2^{\circ}$. Ночью температура почвы на глубине 10 см на южном склоне выше, чем на северном, на $0,5-1^{\circ}$, на глубине 15 см — на $1,5^{\circ}$ и на глубине 20 см — на 2° и более.

6. Неравномерное нагревание подстилающей поверхности на склонах оказывает влияние только на приземный слой воздуха, на высоте 20 см это влияние ослабевает и на высоте 150 см различий в температуре воздуха, обусловленных влиянием неравномерного нагревания подстилающей поверхности, не обнаруживается. Наблюдающиеся различия в температуре воздуха обусловлены в основном экспозицией склона по отношению к ветру. ✓

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштадт Б. А. Методы определения радиационного баланса склонов. Метеорология и гидрология, № 2. 1952.
2. Гордов А. Н. Расчет прямой солнечной радиации на различных ориентированные поверхности для широты 42°. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. II. 1938.
3. Давитая Ф. Ф. Климатические условия для продвижения виноградарства на север и восток. Кн. «Виноград в северных районах СССР». «Московский рабочий». 1950.
4. Захарова А. Ф. Радиационный режим северных и южных склонов различной крутизны на различных широтах. Климатология, изд. ЛГУ. 1958.
5. Кондратьев К. Я. и Монолова М. П. Радиационный баланс склонов. Вестник Ленинградского ун-та, серия физики и химии, вып. 2. Л. 1958.
6. Кондратьев К. Я. и Подольская Э. М. Эффективное излучение склонов. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 4. 1953.
7. Микроклимат северной части Казахского мелкосопочника, под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеониздат. Л. 1958.
8. Михайловская С. А. Влияние экспозиции на метеорологический режим воздуха и почвы в Батумском ботаническом саду. Материалы по агроклим. районированию субтропиков СССР, вып. II. М.—Л. 1938.
9. Михайловская С. А. Опыт построения карты температуры почвы на глубине 20 см. Метеорология и гидрология, изд. 7, №5. 1941.
10. Мосолов В. П. Рельеф местности и вопросы замедления. Доклады ВАСХНИЛа. М. 1948.
11. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеониздат. Л. 1950.
12. Смирнов В. А. К вопросу о радиационном режиме склонов. Материалы по агроклиматическому районированию СССР, вып. 2. 1938.

Н. Г. ГОРЫ ШИНА

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ЛИСТЬЕВ В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

В статье приводятся результаты опытных данных, полученные при исследовании температурного режима виноградного куста термоэлектрическим методом (термопауки).

Согласно наблюдениям в условиях Ленинградской области, в ясные дни и в дни с переменной облачностью температура поверхности листьев выше температуры окружающего воздуха, а в пасмурные дни несколько ниже. В тихую и ясную погоду листья теплее воздуха на 5—6°. При наличии даже небольшого ветра (0,5 м/сек.) температура листьев понижается (на 0,5—0,6°).

Как известно [1, 2, 3], между некоторыми метеорологическими элементами и температурным режимом растений существует определенная зависимость. В настоящей статье приводятся примеры подобной зависимости, основанные на опытных данных. Работа по изучению температуры листьев была выполнена в Ленинградской области в августе — сентябре 1958 г. на листьях виноградных кустов в совхозе «Красный пахарь» под Павловском. Подобного рода исследования уже осуществлялись ГГО летом 1956—1957 гг. на Южном берегу Крыма. В совхозе «Красный пахарь» виноградник расположен в нижней части пологого юго-восточного склона и занимает площадь 3×10 м². Наблюдения проводились над сеянцами 1952 г. из сортов И. В. Мичурина. Сеянцы были вытянуты неплотными рядами по направлению склона. Расстояние между рядами составляло 1,2 м. Юго-восточный склон протяженностью около 40 м постепенно переходит в более крутой северо-западный склон, засаженный ягодниками. В других направлениях на расстоянии 100—200 м от места наблюдений рельеф ровный. Летом 1958 г. вегетация винограда началась в самом конце мая. К началу наблюдений (15/VIII) растения прошли стадию опыления. Максимальная высота отдельных кустов достигла 120 см, минимальная — 30 см. Большинство кустов было средней высоты (60—80 см) с однородными по окраске и тургесцентности листьями. Густота облиствения кустов по сравнению с виноградниками Крыма была менее плотной, а сами листья мельче.

Для исследования температурного режима листьев в междурядье виноградника были установлены следующие приборы:

1. Три аспирационных психрометра большой модели на высотах 0,2, 0,5 и 1,5 м.
2. Балансомер на высоте 1 м от земли над виноградным кустом.
3. Термопауки с зеркальным гальванометром.
4. Напочвенные термометры (2 срочных и 2 максимальных на поверхности почвы, минимальные термометры на 2 и 70 см) и один комплект Савиновских почвенных термометров.

5. Ручной анемометр и ветромер Третьякова.

Визуально проводились наблюдения над облачностью и закрытостью диска солнца. Температура поверхности листьев измерялась шестью термопауками, из которых 2 были расположены на листьях, ориентированных перпендикулярно лучам солнца, 2 параллельно и 2 на затененных листьях.

Метеорологические наблюдения в винограднике проводились в течение 12 дней в период с 15/VIII по 8/IX с 9 до 18 час. и 2 раза, 2 и 6/IX, с 9 до 22 час. Для анализа особенностей температурного режима листьев были выбраны 5 дней: 2 ясных (30/VIII и 2/IX), 2 с переменной облачностью (6 и 8/IX) и пасмурный день (28/VIII). В остальные 7 дней наблюдения прерывались из-за дождя. Полный комплекс наблюдений длился 20 мин., причем измерения по термопаукам осуществлялись с четырехкратной повторностью. В течение каждого нечетного часа выполнялись 3 серии по 20 мин., таким образом, за час делалось 12 отсчетов. После первичной обработки материалов были получены средние за каждую серию и за нечетные часы.

Наблюдения показали, что основными факторами, влияющими на изменение температуры листьев, являются: радиационный баланс, облачность, температура воздуха и скорость ветра.

Температура поверхности листьев быстро изменяется под влиянием прямого солнечного нагрева и затенения их облачностью, а также при изменении скорости ветра. Так, если рассмотреть колебания радиационного баланса в зависимости от облачности по отдельным отсчетам в течение некоторых серий наблюдений или проследить, как меняется температура листьев при порывистом ветре, то легко можно заметить, что колебания радиационного баланса и изменения скорости ветра сразу же отражаются на температуре листьев. Эта особенность листьев свидетельствует об их малой инерции и позволяет им чутко реагировать на перемены в ходе метеорологических элементов. На свету листья интенсивно поглощают солнечные лучи и накапливают тепловую энергию, свыше 80% которой тратится на испарение воды. Данные, приведенные в табл. 1, показывают, что больше всего тепла в ясные дни накапливают листья, расположенные перпендикулярно солнечным лучам.

Таблица 1

Средние разности температур листьев и воздуха (в °С) при разном положении листьев по отношению к солнечным лучам для ясных дней 30/VIII и 2/IX

Дата	Положение листьев по отношению к солнечным лучам		
	перпендикулярно	параллельно	в тени
30/VIII	4,3	2,9	0,6
2/IX	6,0	3,4	0,3
Средние	5,2	3,2	0,4

Если листья ориентированы параллельно лучам, то они нагреваются на 2° меньше, чем при перпендикулярном положении. У затененных листьев температура поверхности близка к температуре воздуха. При наличии облачности, задерживающей прямые солнечные лучи, температура листьев понижается и становится близкой к температуре воздуха. Ветер тоже вызывает снижение температуры листьев, так как способ-

ствуует увеличению транспирации и турбулентного обмена. Кроме того, при порывах ветра все время меняется положение листьев, в результате чего солнечные лучи либо попадают на них все время под разными углами, либо совсем не попадают. Это приводит к выравниванию температуры листьев на кусте и к приближению ее к температуре воздуха.

В пасмурные дни влияние ветра ослабевает, так как становится меньше расход тепла на транспирацию. При учете влияния ветра на изменение температуры листьев следует обращать внимание лишь на его скорость, так как направление его практически безразлично.

В ясные дни и в дни с переменной облачностью температура листьев выше температуры воздуха. В утренние и вечерние часы она приближается к температуре воздуха и достигает ее значения. Ночью температура листьев несколько ниже температуры воздуха.

Например, в ясный тихий день 2/IX температура листьев была на 5—6° выше температуры воздуха и близка к значениям температуры поверхности почвы. Около 19 час. температура листьев и воздуха выравнилась, затем температура листьев стала на 1—1,5° ниже, чем температура воздуха.

При наличии даже небольшого ветра (2—3 м/сек.) температура листьев становится на несколько градусов ниже, чем температура поверхности почвы, а дневной ход ее делается очень похожим на ход температуры воздуха.

В дни с переменной облачностью дневной ход температуры листьев сильно зависит от облачности и плохо выражен. В пасмурную погоду дневной ход температуры листьев выражен лучше, но листья холоднее, чем воздух.

На рис. 1 представлен дневной ход средних разностей температуры поверхности листьев и воздуха для ясных дней 30/VIII и 2/IX, дней с переменной облачностью 6 и 8/IX и пасмурного дня 28/VIII.

В квадратах на каждой кривой приведены средние из 3 серий по скорости ветра и облачности.

Как показывает график, дневной ход разностей выражен довольно плохо. В солнечные дни 30/VIII и 2/IX разности по абсолютной величине наибольшие и зависят в основном от скорости ветра (табл. 2).

Таблица 2
Зависимость разностей температур листьев и воздуха
от скорости ветра в ясные дни (30/VIII и 2/IX)

Скорость ветра (в м/сек.)	Разность температур листьев и воздуха (в °C)
0,5	6,4
1,0	5,8
1,5	5,2
2,0	4,7
2,5	4,1
3,0	3,6

2/IX дневной ход разностей выражен лучше, чем 30/VIII. Максимум разностей 2/IX наступил в 14 час. Дневной минимум около 11 час. можно объяснить возрастанием скорости ветра с 0,4 до 1,6 м/сек. После 17 час. разности уменьшаются, становятся минимальными и затем меняют знак.

В дни с переменной облачностью дневной ход разностей зависит от состояния солнца, облачности и порывов ветра. Если перечисленные факторы действуют равномерно, то дневной ход может быть хорошо выражен.

В пасмурный день листья и воздух получают одинаковое количество тепла, однако лист вследствие транспирации теряет его больше, поэтому 28/VIII лист в среднем на 1° холоднее воздуха (разности отрицательны). В ясную погоду в отличие от пасмурной разности температур затененных листьев и воздуха всегда положительны, хотя и очень малы (десятые доли градуса) по абсолютной величине. Это можно объяснить тем, что виноградные кусты были довольно слабо облиственны и на затененные листья также попадала прямая радиация.

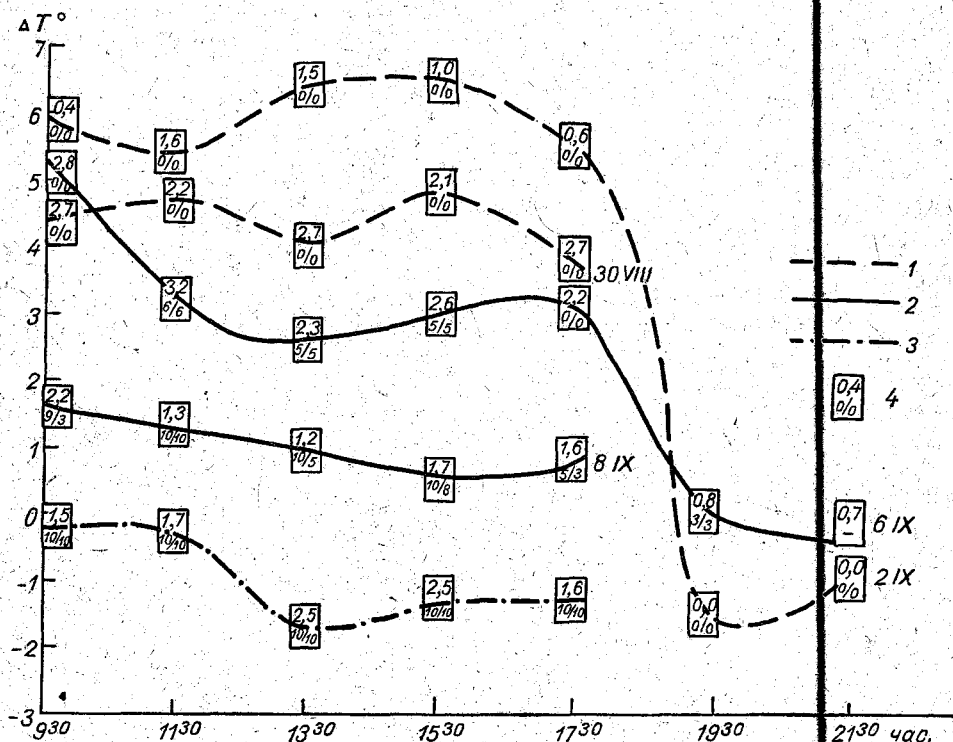


Рис. 1. Дневной ход средних разностей температур поверхности листьев и воздуха для ясных дней 30/VIII и 2/IX, дней с переменной облачностью 5 и 8/IX и пасмурного дня 28/VIII.

1 — ясные дни, 2 — дни с переменной облачностью, 3 — пасмурный день, 4 — в верхней строке скорость ветра в м/сек., в нижней — облачность в баллах.

Проведенные под Павловском исследования показали, что для тихих ясных дней разности температур поверхности листьев и воздуха получились такие же, как и в Крыму ($5-6^{\circ}$). В том же направлении происходит и изменение разностей в зависимости от основных метеорологических элементов.

В целом климатические условия Ленинградской области неблагоприятны для развития винограда и получение зрелого винограда возможно только в парниках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольцберг И. А. Микроклимат и его значение в сельском хозяйстве. Гидрометеониздат, Л. 1957.
2. Давитая Ф. Ф. Климатические зоны винограда в СССР. Пищепромиздат, М. 1948.
3. Соколовская А. П. Значение солнечной радиации, а также некоторых микроклиматических факторов в температурном режиме растений. Бот. журнал, т. 18, № 5. 1933.

ЧИСЛО ДНЕЙ С ЗАМОРОЗКАМИ В СССР

В статье приводятся данные о распределении числа дней с заморозками разной интенсивности в СССР. Число дней определялось для периода с температурой воздуха $5-10^{\circ}$ и выше $+10^{\circ}$ весной и осенью.

Для правильной организации защиты растений от заморозков необходимо иметь сведения о числе заморозков, повреждающих сельскохозяйственные культуры во время вегетационного периода, и об их интенсивности.

Характеристика числа дней с заморозками в агроклиматических справочниках приводится в виде среднего декадного и месячного числа дней с заморозками в воздухе независимо от уровня средней суточной температуры воздуха. При таком учете заморозков число их больше всего в начале весны и конце осени.

Но частые заморозки, наблюдающиеся в первый период весны, со средней суточной температурой воздуха от 0 до 5° не представляют опасности для сельскохозяйственных растений, так как в это время еще нет всходов или они устойчивы к заморозкам.

Опасными являются более поздние заморозки, наблюдающиеся в период со средней суточной температурой от 5 до 10° . Для большинства теплолюбивых культур наиболее опасными являются заморозки, наблюдающиеся в еще более поздний период весны и ранней осенью. Они наблюдаются при относительно высоких средних суточных температурах воздуха после довольно длительного периода с теплой погодой. Минимальная температура воздуха в метеорологической будке при этом может быть положительной, примерно $+1$, $+2^{\circ}$, понижение температуры на поверхности почвы невелико, около -2 , -3° .

Учитывая возможность повреждения сельскохозяйственных растений заморозками в разные периоды весны и осени, число их определялось по отдельным годам, начиная с установления средней суточной температуры воздуха $+5^{\circ}$, принятой за начало вегетационного периода, и до прекращения ее осенью.

Отдельно определялось число случаев с наиболее опасными заморозками, наблюдающимися в пределах средних суточных температур выше $+10^{\circ}$.

Благодаря указанному способу обработки в начале весны наблюдается небольшое уменьшение числа заморозков, связанное с тем, что в это время заморозки могут быть опасны только в ранние теплые весны. К концу весны малое число заморозков соответствует общему нарастанию температуры и уменьшению вероятности наступления их. На рис. 1 в качестве примера представлено подсчитанное по этому способу среднее число дней с заморозками разной интенсивности для ст. Пермь.

При таком учете числа заморозков выявляется наиболее морозоопасный для сельскохозяйственных растений период во время вегетации их.

При положительной минимальной температуре ($+2 - 0^{\circ}$) в метеорологической будке температура на поверхности почвы и травостоя обычно опускается не ниже $-1, -3^{\circ}$ в условиях радиационного заморозка. Такое понижение температуры оказывается опасным для наиболее теплолюбивых культур (огурцы, бахчевые и т. д.). Чтобы определить число заморозков, опасных и для несколько более морозостойких культур (картофель, кукуруза и т. п.), был произведен подсчет числа случаев с заморозками разной интенсивности по градациям от $+2,0$ до 0° , от $-0,1$ до $-1,0^{\circ}$, от $-1,1$ до $-2,0^{\circ}$ и т. д. (по данным метеорологической будки).

Подсчет числа заморозков показал, что общее число их на открытом ровном месте на всей территории СССР различается незначительно. Это объясняется тем, что продолжительность периода между установлением температуры $+5^{\circ}$ и временем окончания заморозка на всей территории меняется относительно мало. Однако в зависимости от местных

условий число заморозков различается. На возвышенных участках их меньше, чем на ровном месте, а на пониженных больше.

Среднее число заморозков около 0° и ниже в метеорологической будке составляет весной на ровном месте в пределах температур воздуха $5-10^{\circ}$ 5—6 и осенью 4—5 случаев. Примерно такое же количество дней с заморозками от $+2$ до 0° в метеобудке. Общее число опасных заморозков при температуре воздуха выше $+10^{\circ}$ составляет весной около 3 и осенью около 1—2 случаев. Некоторые увеличение числа опасных заморозков наблюдается в континентальных районах, уменьшение в юго-западных и западных районах, на Черноморском и Дальневосточном побережьях. Весной в западных районах и на побережьях морей заморозки часто заканчиваются

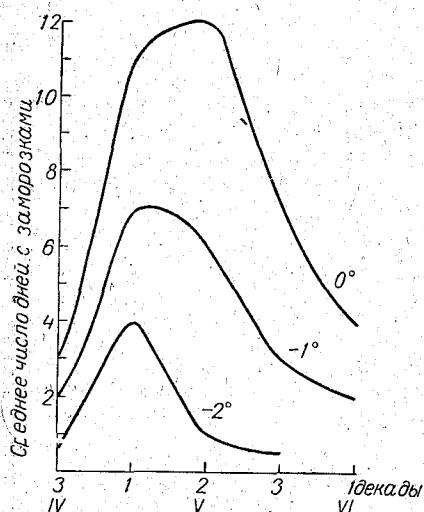


Рис. 1. Среднее число дней с заморозками разной интенсивности. Пермь.

до установления средней суточной температуры $+5^{\circ}$ и лишь изредка могут наблюдаться после установления средней суточной температуры $+10^{\circ}$. В континентальных же районах заморозки продолжают еще после установления средней суточной температуры выше $+10^{\circ}$.

В пределах центральных областей ЕТС наиболее опасными являются поздние заморозки, наблюдающиеся на большей части территории в мае, а на севере ее — также в начале июня. Для некоторых культур опасны и осенние заморозки, которые в северной части территории (области Вологодская, Пермская, Кировская), а также в Татарской и Башкирской АССР могут наступать уже в конце августа — начале сентября.

В центральной части ЕТС наибольшее число заморозков приходится на 1 и 2-ю декады мая, а в южной — на 3-ю декаду апреля и 1-ю декаду мая. Заморозки в это время наблюдаются почти ежегодно. Даже в среднем бывает более 1 дня с заморозком в декаду. Весной в отдельные годы за этот период может быть до 10—15 дней с заморозками 0° и ниже. Опасные заморозки после установления средней суточной температуры воздуха $+10^{\circ}$ на севере ЕТС чаще всего наблюдаются

в 3-й декаде мая и в 1-й декаде июня, а на юге — в 1 и 2-й декадах мая. Весной в среднем бывает не более 1 случая с заморозками 0° и ниже, а в отдельные годы число их может доходить до 5. Осенние заморозки в период до прекращения средней суточной температуры воздуха $+10^{\circ}$ наблюдаются редко. В период до прекращения температуры воздуха $+5^{\circ}$ заморозки наблюдаются в течение сентября и октября, а в северной части ЕТС они могут наступать уже в 3-й декаде августа. В отдельные годы их может быть до 6—8 интенсивностью 0° и ниже. В пониженных формах рельефа в среднем наблюдается 3—4 дня с заморозками 0° и ниже, а в отдельные годы число их доходит до 10—15.

В западной и южной частях ЕТС преобладают слабые заморозки. Они возможны в 1 и 2-й декадах июня. Сильные заморозки -2° наблюдаются в редкие годы в 1 и 2-й декадах мая. Первые слабые осенние заморозки начинаются в сентябре. Заморозки $-2, -3^{\circ}$ наблюдаются в 1-й декаде сентября один раз за 10 лет. Весной опасные заморозки в период с температурой выше $+10^{\circ}$ не интенсивны. Весной может быть 1—2 опасных заморозка. Осенние заморозки также в основном малой интенсивности, в среднем наблюдается один опасный заморозок.

В Азиатской части СССР наиболее морозоопасными являются Читинская, Иркутская и Забайкальская области. Морозоопасными являются также Кокчетавская, Акмолинская, Карагандинская, Павлодарская области. В Кокчетавской, Акмолинской, Карагандинской и Павлодарской областях легкие заморозки на поверхности почвы могут быть во все месяцы вегетационного периода, за исключением июля. Заморозки при температуре около 0° возможны в 1—2 года из 10 в 1-й декаде июня и в 3-й декаде августа. В мае и сентябре отмечаются сильные заморозки $-3, -4^{\circ}$. В этом районе велико число опасных весенних и осенних заморозков, наблюдаемых в пределах температуры $+10^{\circ}$. Слабые заморозки бывают 2—3 раза каждую весну, а интенсивностью -2° могут наблюдаться в 3—5 годах из 10. В 2 годах из 10 наблюдаются заморозки до $-3, -4^{\circ}$. Осенью в среднем бывают 1—2 слабых заморозка, сильные заморозки $-1, -2^{\circ}$ возможны в 1—2 годах из 10.

В Средней Азии, в областях Западно-Казахстанской, Кызыл-Ординской, Талды-Курганской, заморозки весной прекращаются в апреле. Осенние заморозки начинаются в сентябре. Большая часть весенних заморозков мало интенсивна, но изредка наблюдаются заморозки и большой интенсивности. Весной бывает 1—2 заморозка около 0° в метеорологической будке, почти ежегодно наблюдаются заморозки -1° . В редкие годы возможны заморозки $-2, -3^{\circ}$. Каждую осень бывают заморозки $-1, -2^{\circ}$, а в 3—5 годах из 10 возможны заморозки -4° . В этом районе довольно часто наблюдаются опасные весенние и осенние заморозки после установления температуры выше $+10^{\circ}$. Опасные заморозки весной до -2° бывают в 2 годах из 10. Осенью в 3 годах из 10 бывают заморозки 0 и -1° .

На крайнем севере Азиатской части СССР, в районах, не освоенных земледелием, все лето возможны сильные заморозки. Лишь в июле не бывает заморозков более $-2, -3^{\circ}$. Во 2 и 3-й декадах августа уже бывают заморозки $-3, -4^{\circ}$ в метеорологической будке.

В районе с отдельными очагами земледелия, расположенном севернее $60-63^{\circ}$ с. ш., слабые заморозки возможны все лето. В июне и августе возможны заморозки до $-3, -4^{\circ}$. Опасные заморозки после установления $+10^{\circ}$ на поверхности почвы на ровных местах могут быть почти ежегодно. В условиях возвышенностей такие заморозки бывают в 2 годах из 10. В долинах в отдельные годы возможны заморозки $-1,$

—2°. Осенью в 3 года из 10 возможны опасные заморозки на поверхности почвы и травостоя.

В Прибалтике заморозки рано прекращаются и поздно начинаются. Легкие заморозки на поверхности почвы возможны в 1-й декаде июня в 2 года из 10. Заморозки 0° прекращаются во 2-й декаде мая. Первые легкие осенние заморозки наблюдаются во второй половине сентября. Более сильные заморозки 0, —1° наблюдаются в октябре. Опасные заморозки весной и осенью повторяются не ежегодно.

На Дальневосточном побережье легкие заморозки в отдельные годы возможны в 1-й декаде июня. Осенние заморозки начинаются в 1-й декаде сентября. Возможны слабые весенние заморозки после установления температуры +10°, но наблюдаются они не ежегодно.

В пределах субтропической зоны на Черноморском побережье Кавказа легкие заморозки кончаются в марте. Заморозки —1, —2° воз-

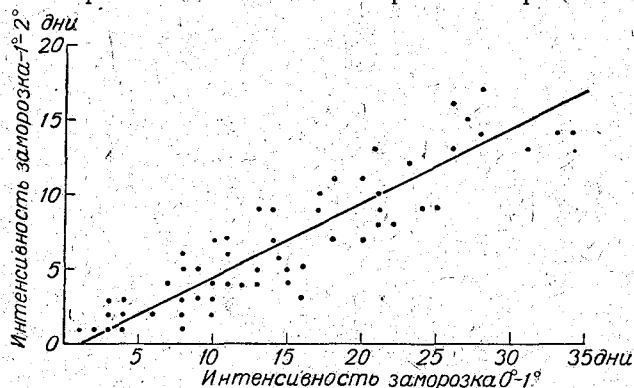


Рис. 2. График связи числа дней с заморозками разной интенсивности. Весна.

можны с декабря по март, в январе — феврале они бывают почти ежегодно. Сильные заморозки, повреждающие субтропические культуры, наблюдаются в отдельные суровые зимы преимущественно в январе — феврале.

На основании материалов по числу заморозков для центральной части ЕТС были установлены зависимости между числом заморозков интенсивностью около 0° в метеорологической будке и других интенсивностей. Соотношения между числом заморозков интенсивностью около 0° и числом их интенсивностью около —1 и —2° имеют плавный характер, рассеяние точек сравнительно небольшое. Связь числа заморозков интенсивностью около 0° и более интенсивных сильно изменяется и установить ее трудно. На рис. 2 приведен график связи числа дней с заморозками, наблюдавшимися при минимальной температуре 0—1 и —1, —2°. На основании графиков составлена табл. 1. Из графиков и соответствующих таблиц следует, что подавляющее большинство весенних и осенних заморозков мало интенсивны.

Используя данные о вероятности наступления заморозков разной интенсивности по декадам, помещенные в агроклиматических справочниках, можно установить соотношения между средним минимумом температуры и вероятностью заморозков. Для характеристики этих соотношений были построены графики, на которые наносились средние за декаду минимумы температуры за все весенние месяцы и соответствующие им вероятности заморозков определенной интенсивности. Такие же графики были построены и для осенних месяцев. Для осенних месяцев разброс точек меньше, чем для весенних. На рис. 3 и 4 приве-

Таблица 1

Число дней с заморозками разной интенсивности в период
с температурой воздуха $5-10^{\circ}$ весной и $10-5^{\circ}$ осенью

Весна			Осень		
Интенсивность заморозка					
0, -1°	-1, -2°	-2, -3°	0, -1°	-1, -2°	-2, -3°
4	1		4	1	
5	2		5	2	
6	2		6	2	
7	3		7	3	
8	3	1	8	4	
9	4	1	9	4	
10	4	1	10	5	1
11	5	2	11	6	1
12	5	2	12	6	2
13	6	2	13	7	2
14	6	2	14	7	3
15	7	3	15	8	4
16	8	3	16	9	4
17	8	3	17	10	4
18	8	4	18	10	5
19	9	4	19	11	5
20	9	4	20	11	6
21	10	4	21	12	6
22	10	4	22	13	7
23	11	4			
24	12	5			
25	12	5			

дены полученные зависимости. На основании графиков составлена табл. 2. Зная среднюю минимальную температуру за декаду, можно достаточно точно определить вероятность наступления заморозков раз-

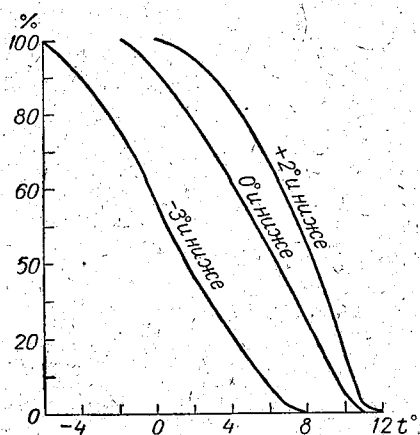


Рис. 3. Вероятность наступления заморозков разной интенсивности в зависимости от средней за декаду минимальной температуры. Весна.

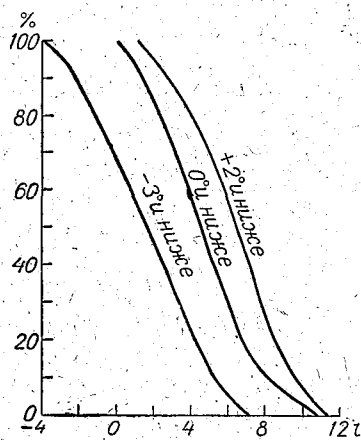


Рис. 4. Вероятность наступления заморозков разной интенсивности в зависимости от средней за декаду минимальной температуры. Осень.

ной интенсивности весной и осенью. Точность полученных данных для осени больше, чем для весны.

Подсчет числа заморозков разной интенсивности показал, что минимальная температура в метеорологической будке при весенних и осенних

Таблица 2

Вероятность наступления заморозков в зависимости от средней за декаду минимальной температуры воздуха (в %)

Сезоны	Средняя за декаду минимальная температура воздуха (°C)																
	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Заморозки на поверхности почвы и травостоя																	
Весна							100	98	95	90	84	76	67	56	45	30	17
Осень								100	95	88	80	70	57	44	27	17	8
Слабые заморозки в воздухе (0° и ниже)																	
Весна						100	98	92	85	78	71	62	53	44	34	24	14
Осень							100	93	83	73	58	44	30	18	11	7	3
Сильные заморозки в воздухе (-3° и ниже)																	
Весна	100	96	90	84	77	68	56	45	37	29	21	14	7	2	0		
Осень			100	96	87	78	68	57	47	34	22	12	5	0			

заморозках лишь в редких случаях опускается ниже -2 , -3° . Большинство заморозков отмечается при минимальной температуре от $+2$ до -1° . Даже в период с температурой воздуха $5-10^{\circ}$ в центральной части ЕТС заморозки -4° в метеорологической будке встречаются только на пониженных формах рельефа весной и осенью не чаще чем 1 раз в 5 лет. После установления средней суточной температуры воздуха $+10^{\circ}$ сильные заморозки встречаются совсем редко: весной -2° наблюдается 1 раз в 4-5 лет и реже, а осенью не чаще чем 1 раз в 10 лет. Заморозки -4° весной встречаются 1 раз в 10-20 лет, а осенью таких заморозков вообще не бывает. Однако вывод о резком преобладании легких, фактически не опасных для сельскохозяйственных культур заморозков, получаемый по данным метеорологических станций, не вполне соответствует действительности.

Известно, что иногда заморозки, приводящие к большим повреждениям сельскохозяйственных культур, не регистрируются метеорологическими станциями, которые явно занижают число опасных заморозков. Это объясняется в основном расположением метеостанций среди поселков или вблизи них, что не обеспечивает правильного представления о минимальных температурах в условиях открытого поля, а также особенностями в установке минимальных термометров.

Для решения вопроса о числе опасных заморозков в производственных полевых условиях необходимо проведение специальных наблюдений и определение поправок к данным основной метеосети с длительными рядами наблюдений, без использования которых нельзя дать правильного представления о повторяемости опасных для сельскохозяйственных культур заморозков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольцберг И. А. Географическое распространение опасных заморозков. Тр. ГГО, вып. 12 (74). 1948.
2. Гольцберг И. А. Климатическая характеристика заморозков и методы борьбы с ними в СССР. Тр. ГГО, вып. 17 (79). 1949.
3. Сапожникова С. А. Распределение среднего из абсолютных годовых минимумов температуры в субтропической зоне СССР. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. 1. 1936.

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЗАМОРОЗКОВ В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

В статье характеризуется длительность заморозков и изменение ее в различных условиях местоположения на примере пяти пар метеорологических станций Ленинградской области за 1956—1958 гг., а также специальных микроклиматических наблюдений, проводившихся в районе станции Сосново в 1956—1957 гг.

Длительность заморозков на всех изучаемых станциях имеет достаточно хорошо выраженный годовой ход. Для определения причин этого явления была установлена связь между длительностью радиационных заморозков с суточной амплитудой температуры воздуха и длиной ночи: при большей суточной амплитуде температуры воздуха отмечается меньшая продолжительность заморозка, а при большей длине ночи в одинаковых условиях погоды — большая продолжительность заморозка.

Для сельскохозяйственных культур степень опасности заморозков определяется не только интенсивностью, но и их длительностью. Однако изучению этой важной характеристики заморозка уделено мало внимания.

В статье приводятся данные о длительности заморозков и изменении ее в условиях различного местоположения на примере пяти пар станций Ленинградской области за 1956—1958 гг.

Исследуется также изменение длительности заморозка на трех микроклиматических точках, расположенных в различных условиях рельефа в районе станции Сосново, где в 1957 и 1958 гг. по заданию ГГО проводились специальные микроклиматические наблюдения. Подсчет продолжительности заморозков производился по таблицам ежечасных данных термографа (ТМ-2) за период с устойчивыми среднесуточными температурами воздуха выше 5° .

В зависимости от условий погоды все заморозки разбиты на 3 группы: 1) радиационные заморозки (незначительная облачность, штиль или слабый ветер), 2) адвективные (сплошная облачность, сильный ветер), 3) адвективно-радиационные. Радиационные и адвективно-радиационные заморозки определялись условно по падению температуры в метеорологической будке ниже 2° , так как при этих условиях погоды обычно отмечаются большие градиенты температуры и на высоте деятельного слоя в этих случаях она опускается ниже 0° . Адвективные заморозки при слабо выраженном вертикальном градиенте температуры определялись по падению температуры в метеорологической будке ниже 0° . При этих условиях погоды температура на поверхности деятельного слоя часто оказывается около 0° или даже несколько выше 0° . В табл. 1 приведена характеристика длительности безморозного периода за исследуемые годы.

На основании анализа всех случаев заморозков на выбранных станциях за 1956—1958 гг. можно отметить, что в Ленинградской

Характеристика использованных

Станции	Высота (в м)	Местоположение	1956 г.					
			Период с температурой выше 5°			Безморозный период		
			начало	конец	продолжительность	начало	конец	продолжительность
Ленинград, город	4	Городская, около залива	5 V	26 X	173	13 V	21 IX	129
Пушкин	40	Полгий склон	3 V	27 X	176	13 V	5 IX	114
Воейково	71	Плоская возвышенность	3 V	23 X	172	13 V	21 IX	130
Колтуши	40	Низина	3 V	28 X	177	29 V	5 IX	98
Волосово	130	Ровное, открытое место среди полей	1 V	27 X	178	13 V	5 IX	114
Кингисепп	19	Заболоченная низменность, среди построек	2 V	27 X	177	29 V	5 IX	98
Осиновец	12	Небольшой мыс	4 V	27 X	175	13 V	8 IX	117
Приозерск	10	Ровное место в 3,5 км от Ладожского озера	4 V	24 X	172	29 V	8 IX	101
Винницы	90	Терраса долины р. Оять	3 V	2 X	151	29 V	3 IX	96
Шугозеро	89	Сырая низина вблизи озера	3 V	3 X	152	5 V	13 VIII	68

области чисто радиационные заморозки характерны для ранней весны, а адвективные — для осени. Чаще всего с конца весны и до поздней осени наблюдаются адвективно-радиационные заморозки, возникающие на фоне холодной адвекции с последующим радиационным выхолаживанием. Благоприятны для их образования ослабление адвекции к ночи, прояснение и ослабление ветра, что создает необходимые условия для дальнейшего выхолаживания холодной воздушной массы. Заморозки этого типа, наблюдающиеся в середине и конце мая, иногда в начале июня, ведут к повреждениям всходов теплолюбивых овощей. Осенью заморозки обычно начинаются также с этого типа.

Влияние формы рельефа на длительность заморозков может быть рассмотрено по данным станций Воейково и Колтуши, первая из которых расположена на плоской вершине холма, занятого приусадебными огородами, вторая — в 3 км от нее на равнине (луг). Это различие в местоположении станций отчетливо отражается на длительности заморозков, особенно радиационного и смешанного типа. За три года в Колтушах наблюдалось 6 радиационных заморозков, а в Воейково — только 3, причем продолжительность их была на 2—4 часа меньше. В Колтушах в большинстве случаев скорости ветра были значительно меньше, что наряду со стоком холодного воздуха с окружающих возвышенностей благоприятствовало возникновению радиационных заморозков.

При холодной адвекции соотношение продолжительности заморозков и их интенсивности меняется на обратное — в этом случае более морозобойной является вершина холма (Воейково), где длительность заморозков на 1—3 часа больше. Повторяемость адвективно-радиационных заморозков больше в Колтушах, где их было 28 случаев, а в Воейково — только 17. Из всех наблюдавшихся случаев заморозков этого типа только в шести случаях длительность их в Воейково

Таблица 1

станций и лет наблюдений

1957 г.						1958 г.					
Период с температурой выше 5°			Безморозный период			Период с температурой выше 5°			Безморозный период		
начало	конец	продолжительность	начало	конец	продолжительность	начало	конец	продолжительность	начало	конец	продолжительность
24 IV	10 XI	199	7 V	29 IX	144	6 V	20 X	166	19 V	15 IX	128
24 IV	10 XI	199	29 V	27 IX	120	9 V	19 X	162	20 V	—	—
24 IV	10 XI	199	24 IV	25 IX	153	9 V	20 X	163	20 V	19 IX	121
24 IV	10 XI	199	7 V	21 IX	136	9 V	20 X	163	20 V	19 IX	121
24 IV	9 XI	198	29 V	25 IX	118	9 V	18 X	161	20 V	—	—
24 IV	9 XI	198	29 V	29 IX	122	8 V	20 X	164	15 V	—	—
30 IV	10 XI	173	7 V	25 IX	140	11 V	20 X	164	31 V	10 IX	101
26 IV	10 XI	197	7 V	25 IX	140	11 V	20 X	161	9 V	10 IX	123
24 IV	26 IX	154	30 V	22 IX	114	12 V	19 X	159	18 VI	9 IX	82
24 IV	26 IX	154	6 VII	10 VIII	34	10 V	20 X	162	18 V	12 VIII	54

была больше, чем в Колтушах, что можно объяснить преобладанием адвективного фактора по сравнению с радиационным. Во всех остальных случаях при преобладании радиационного фактора длительность заморозков в Колтушах на 1—4 часа больше, чем в Воейково. Следует заметить, что при более интенсивных радиационных и адвективно-радиационных заморозках, захватывающих одновременно обе станции рассматриваемых пар (табл. 2), разность в длительности заморозков на отдельных станциях меньше, чем при слабых заморозках, проявляющихся обычно только на одной, более морозобойной станции. «Пятнистость» в распределении заморозков и в их длительности сильнее всего проявляется при слабых заморозках, опасных только для теплолюбивых овощных культур. Наибольшую опасность для сельскохозяйственных культур представляют заморозки, возникающие в конце весны и в начале осени на фоне относительно высокого уровня температур. Их продолжительность в Колтушах составляет 4—6 час. Со второй половины сентября и в октябре длительность адвективно-радиационных заморозков сильно возрастает и часто превышает 10 час. в соответствии с падением температуры в годовом ходе и увеличивающейся длиной ночи.

Анализ влияния большого города на продолжительность заморозков произведен на примере станций Ленинград (город) и Пушкин. На продолжительность заморозков в Ленинграде большое влияние оказывает также близость моря.

Метеостанция в Ленинграде расположена в северо-западной части города на ровном месте, ограниченном с востока и севера жилыми зданиями, а в Пушкине — на восточном пологом склоне обширного холма, составляющего один из крайних северо-восточных отрогов силурийского плато.

За три года в Пушкине было отмечено 26 случаев заморозков (всех

Таблица 2

**Характеристика продолжительности заморозков (в час. и мин.)
в разных условиях местоположения**

Станции	Весна							
	Заморозки на обеих станциях				Заморозки на одной из станций			
	число случаев	сумма часов	средняя длительность	разность средней длительности	число случаев	сумма часов	средняя длительность	разность средней длительности

Радиационные заморозки

Воейково	3	13 00	4 20	2 10	0	0 00	0 00	4 10
Колтуши	3	19 40	6 30		3	12 30	4 10	
Ленинград	4	23 00	5 45	1 20	0	0 00	0 00	2 20
Пушкин	4	28 20	7 05		1	2 20	2 20	
Волосово	6	30 50	5 08	0 17	0	0 00	0 00	3 40
Кингисепп	6	32 30	5 25		3	11 00	3 40	
Приозерск	2	15 25	7 42	-0 52	3	12 20	4 07	-4 07
Осиновец	2	13 40	6 50		0	0 00	0 00	
Шугозеро	15	87 50	5 51	0 42	6	18 40	3 07	1 43
Винницы	15	98 15	6 33		2	9 50	4 55	

Адвективные заморозки

Воейково	1	11 30	11 30	-0 40	0	—	—	—
Колтуши	1	10 50	10 50		0	—	—	—
Ленинград	1	9 20	9 20	1 20	0	—	—	—
Пушкин	1	10 50	10 50		0	—	—	—
Волосово	0	—	—	—	0	—	—	—
Кингисепп	0	—	—	—	0	—	—	—
Приозерск	0	—	—	—	0	0 00	0 00	3 30
Осиновец	0	—	—	—	1	3 30	3 30	
Шугозеро	2	4 00	2 00	2 15	2	4 40	2 20	3 30
Винницы	2	8 30	4 15		1	5 50	5 50	

Адвективно-радиационные заморозки

Воейково	1	0 50	0 50	2 00	0	0 00	0 00	3 15
Колтуши	1	2 50	2 50		4	12 50	3 15	
Ленинград	0	—	—	—	0	0 00	0 00	5 00
Пушкин	0	—	—		1	5 00	5 00	
Волосово	6	38 00	6 20	-1 55	0	—	—	
Кингисепп	6	26 30	4 25		0	—	—	
Приозерск	3	36 20	12 07	2 43	0	0 00	0 00	4 30
Осиновец	3	43 40	14 50		1	4 30	4 30	
Шугозеро	15	87 30	5 50	0 25	3	6 30	2 10	5 33
Винницы	15	93 50	6 15		3	23 10	7 43	

Станции	Осень							
	Заморозки на обеих станциях				Заморозки на одной из станций			
	число случаев	сумма часов	средняя длительность	разность средней длительности	число случаев	сумма часов	средняя длительность	разность средней длительности

Радиационные заморозки

Воейково	0	—	—	—	0	—	—	—
Колтуши	0	—	—	—	0	—	—	—
Ленинград	0	—	—	—	0	—	—	—
Пушкин	0	—	—	—	0	—	—	—
Волосово	5	22 50	4 34	—	0	0 00	0 00	—
Кингисепп	5	33 40	6 44	2 10	1	4 10	4 10	4 10
Приозерск	2	11 10	5 35	—	1	9 40	9 40	—
Осиновец	2	8 30	4 15	—1 20	0	0 00	0 00	—9 40
Шугозеро	8	89 40	11 12	—	7	32 00	4 34	—
Винницы	8	84 50	10 38	—0 34	0	0 00	0 00	—4 34

Адвективные заморозки

Воейково	4	18 10	4 32	—	1	3 20	3 20	—
Колтуши	4	13 20	3 20	—1 12	0	0 00	0 00	—3 20
Ленинград	3	14 20	4 46	—	0	0 00	0 00	—
Пушкин	3	18 00	6 00	1 14	1	0 40	0 40	0 40
Волосово	2	13 10	6 35	—	2	4 40	2 20	—
Кингисепп	2	5 30	2 45	—3 50	0	0 00	0 00	—2 20
Приозерск	1	5 40	5 40	—	0	—	—	—
Осиновец	1	2 30	2 30	—3 10	0	—	—	—
Шугозеро	2	5 00	2 30	—	4	8 00	2 00	—
Винницы	2	5 10	2 35	0 05	2	4 40	2 20	0 20

Адвективно-радиационные заморозки

Воейково	15	172 40	11 31	—	0	0 00	0 00	—
Колтуши	15	178 40	11 55	0 24	7	40 20	5 46	5 46
Ленинград	11	116 15	10 34	—	0	0 00	0 00	—
Пушкин	11	138 40	12 36	2 02	5	24 00	4 48	4 48
Волосово	11	130 50	11 54	—	0	—	—	—
Кингисепп	11	106 10	9 39	—2 15	0	—	—	—
Приозерск	15	151 50	10 07	—	3	19 00	6 20	—
Осиновец	15	150 40	10 03	—0 04	4	34 20	8 35	2 15
Шугозеро	7	66 50	9 33	—	2	16 00	8 00	—
Винницы	7	74 10	10 36	1 03	2	14 20	7 10	—0 50

типов), а в Ленинграде — только 18 (табл. 2). При отсутствии заморозка в Ленинграде в Пушкине наблюдается заморозок большой длительности, например, 8—9/X 1956 г. он продолжался 9 час, а температура воздуха опускалась до $-1,3^{\circ}$. В Пушкине заморозки обычно продолжаются на 1—2 часа, а в отдельных случаях на 4—5 час. дольше, чем в Ленинграде. Меньшая продолжительность заморозков в Ленинграде обусловлена утепляющим действием города и близостью моря.

Влияние города на возникновение и продолжительность заморозков заметно отражается и на длительности безморозного периода в Ленинграде, где этот период по сравнению с пригородом примерно на 20 дней больше.

Влияние Ладожского озера исследуется по данным станций Приозерск и Осиновец, расположенных на западном побережье озера. Осиновец находится в 75 м от берега на небольшом мысе, вдающемся в озеро, Приозерск — на расстоянии 3,5 км от берега озера.

За три года в Осиновце было отмечено 29 ночей с заморозками, из которых радиационного типа было 4, адвективного — 2 и адвективно-радиационного — 23 случая. Длительность майских радиационных заморозков составляет 2—7 час. в Осиновце и 4—8 час. в Приозерске. Такое соотношение продолжительности заморозков на этих станциях определяется их местоположением. В Осиновце благодаря большому скоростям ветра, а в ряде случаев и большим величинам абсолютной влажности воздуха создаются неблагоприятные условия для образования радиационных заморозков.

Соотношение длительности адвективных заморозков на рассматриваемых станциях зависит от направления ветра и времени года. Адвективных заморозков было отмечено два: один весной, второй осенью. Эти заморозки образовались при холодной адвекции со стороны озера со скоростью ветра 2—6 м/сек. при сплошной низкой облачности. Весной (10—11/V 1956 г.), когда озеро было еще холоднее суши, в Осиновце заморозок продолжался 3 час. 30 мин. и температура опускалась до $-0,5^{\circ}$, тогда как в Приозерске она оставалась выше 0° , т. е. заморозка не было. В октябре влияние озера в Осиновце начинает оказывать утепляющее действие, что сказывается и на продолжительности адвективных заморозков. Так, 16—17/X 1956 г. длительность заморозка в Осиновце уже на 3 час. 10 мин. меньше, чем в Приозерске.

Группа адвективно-радиационных заморозков на этой паре станций разбита на четыре подгруппы (рис. 1 а, б, в, г) в зависимости от условий образования заморозков. В группу а вошли случаи весенних заморозков, из которых один (1—2/V 1957 г.) возник при ветре с берега на озеро, а три остальные — при ветре с озера на берег, поэтому длительность заморозка 1—2/V 1957 г. в Осиновце меньше, чем в Приозерске, а в остальных случаях наблюдается обратное соотношение продолжительности заморозка. В подгруппу б включены осенние заморозки при адвекции холодного воздуха со стороны озера. В этой подгруппе во всех семи случаях длительность заморозков в Осиновце меньше вследствие утепляющего действия озера. В подгруппы в и г (рис. 1 в и 1 г) вошли осенние заморозки, образовавшиеся при адвекции холодного воздуха с суши на озеро, причем в подгруппе в решающим является адвективный фактор, а в подгруппе г — радиационный. В первой из этих подгрупп длительность заморозков в Осиновце на 2—9 час. больше. В двух случаях (5—6/X 1957 г. и 17—18/X 1956 г.) при отсутствии заморозка в Приозерске в Осиновце он продолжался

около 15 час. В подгруппе *г* в Приозерске заморозки продолжались дольше, чем в Осиновце, на 1,5—8 час.

Произведем анализ длительности заморозков на станциях Кингисепп (город) и Волосово. Станция в Кингисеппе находится на южной окраине города в низкой, ровной, заболоченной местности и окружена постройками, в Волосове — в ровной, покрытой полями и лугами местности, вдали от озер, рек и болот.

За 1956—1958 гг. в Кингисеппе наблюдалось 34 ночи с заморозками. Длительность радиационных заморозков (15 случаев), за исключением трех случаев, больше в Кингисеппе, что является следствием расположения станции на низком, заболоченном месте, среди построек,

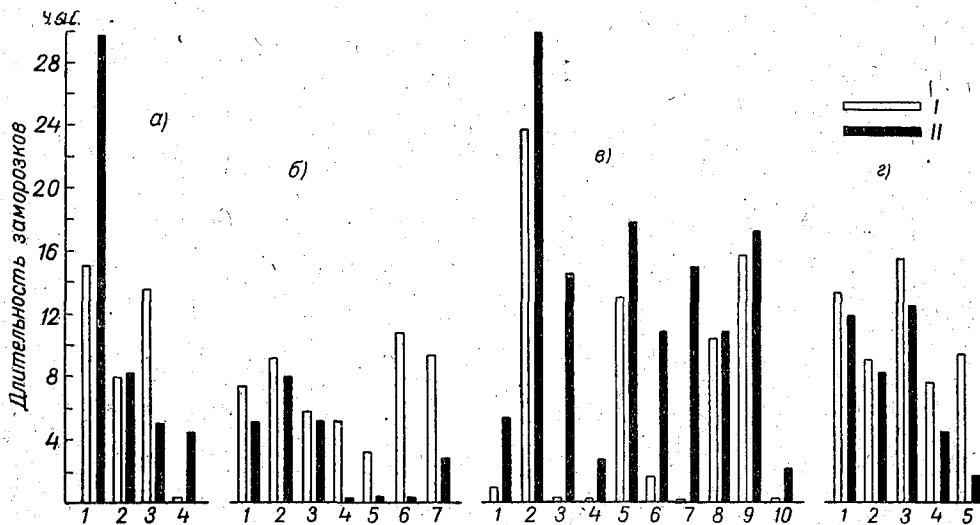


Рис. 1. Продолжительность адвективно-радиационных заморозков на станциях Приозерск (I) и Осиновец (II).

а) Весенние адвективно-радиационные заморозки: 1—11—12 V, 2—12—13 V 1956; 3—1—2 V 1957; 4—30—31 V 1958 г. б) Осенние адвективно-радиационные заморозки при ветре с озера на сушу: 1—9—10 IX, 2—16—17 IX, 3—22—23 IX, 4—26—27 IX, 5—15—16 X 1956 г; 6—8—9 X 1957 г; 7—19—20 IX 1958 г. в) Осенние адвективно-радиационные заморозки при ветре с берега на озеро (преобладание адвективного фактора): 1—21—22 IX, 2—10—11 X, 3—17—18 X, 4—20—21 X, 5—23—24 X 1956 г; 6—1—2 X, 7—5—6 X, 8—15—16 X, 9—16—17 X, 10—25—26 X 1957 г. г) Осенние адвективно-радиационные заморозки при ветре с берега на озеро (преобладание радиационного фактора): 1—23—24 IX 1956 г; 2—6—7 X, 3—9—10 X, 4—30—31 X 1957 г; 5—10—11 IX 1958 г.

что благоприятствует застою холодного воздуха и образованию сильных ночных инверсий температуры. Продолжительность осенних радиационных заморозков немного больше весенних (весной от 17 мин. до 3 час. 40 мин., осенью от 2 час. 10 мин. до 4 час. 10 мин.). При адвективных заморозках, которые наблюдались поздней осенью, более морозобойной является станция в Волосове, где длительность заморозков изменяется от 2 до 7 час., в Кингисеппе — от 30 мин. до 3 час.

Наибольшее количество заморозков на этих станциях относится к адвективно-радиационному типу. Длительность всех заморозков за исключением одного случая больше в Волосове. Весенние адвективно-радиационные заморозки значительно короче осенних: так, в Кингисеппе весной продолжительность заморозков составляет в среднем 4 час. 25 мин., осенью — 9 час. 39 мин.; в Волосове весной — 6 час. 20 мин., а осенью — 11 час. 54 мин. Следует отметить, что в этих случаях в Волосове часто отмечался штиль, в то время как в Кингисеппе наблюдались слабые ветры (1—3 м/сек.). Этим, вероятно, объясняется нарушение в некоторой степени ночных инверсий в Кингисеппе,

где радиационный фактор должен играть большую роль, чем в Волосове. Некоторое значение в увеличении радиационного вклада на станции в Волосове могла иметь и более низкая абсолютная влажность воздуха, что наблюдалось в 16 случаях из 17.

Для характеристики длительности заморозков на востоке области были выбраны станции в Винницах и Шугозере. Сравнимость данных этой пары станций хуже, чем всех рассмотренных выше, так как они расположены на расстоянии 85 км, в результате чего ряд случаев

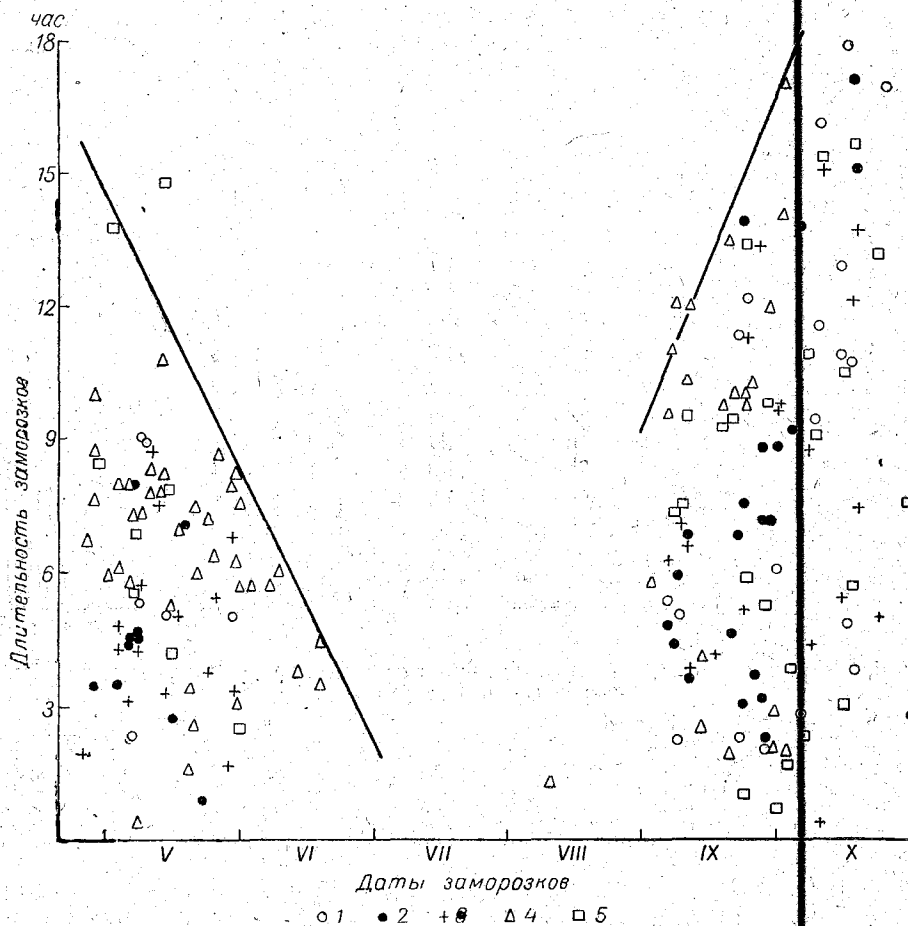


Рис. 2. Годовой ход длительности заморозков:

1 — Колтуши, 2 — Пушкин, 3 — Кингисепп, 4 — Приозерск, 5 — Винница.

заморозков на них не совпадает, что видно из табл. 2. Так, в графе радиационных заморозков весной наблюдалось 15 случаев совпадения заморозков на обеих станциях, 6 случаев заморозков на Шугозере, при отсутствии их в Винницах, и два обратных случая с заморозками в Винницах, при отсутствии их в Шугозере. Для этих и подобных им случаев разности в длительности заморозков не вычислялись. Значительно большее число заморозков на этой паре станций является результатом большей континентальности климата восточной части Ленинградской области по сравнению с западной частью ее и связанным с этим повышением морозоопасности. Значительные расхождения в числе и интенсивности заморозков на станциях этой пары вызываются условиями погоды и различиями в подстилающей поверхности.

В Шугозере большей вероятности возникновения радиационных заморозков и большей длительности их по сравнению с Винницами способствует положение станции на сырой низменности. Наиболее продолжительные радиационные заморозки (10 час. и более) на станции Шугозеро отмечены в апреле и сентябре в соответствии с годовым ходом температуры и большей длиной ночи. Длительность поздних весенних и ранних осенних радиационных заморозков составляет в Шугозере 1—7 час.

Средняя длительность адвективных заморозков в Шугозере составляет 2 часа. Большая продолжительность адвективных заморозков в Винницах отмечается при направлении холодной адвекции вдоль долины реки Оять с востоко-северо-востока на юго-запад (5 случаев). При адвекциях с западной и северо-западной составляющей в Винницах заморозки более кратковременные, чем на станции Шугозеро, или совсем не наблюдаются.

Длительность заморозков на всех изучаемых станциях, несмотря на большой разброс точек, имеет достаточно хорошо выраженный годовой ход (рис. 2). Для определения причин этого явления была установлена связь между длительностью радиационных заморозков с суточной амплитудой температуры воздуха (табл. 3) и длиной ночи (табл. 4). Для этого подобраны по два случая заморозков на четырех

Таблица 3

Связь продолжительности радиационных заморозков (в час. и мин.) с суточной амплитудой температуры воздуха

Станции	Даты	Длительн. заморозков (в час. мин.)	Ветер (в м/сек.)	Облачность (в баллах)	Абсолютная влажность (в мб)	Амплитуда температуры (в °C)
Пушкин	12—13 V 1956	5 10	ВСВ 2	0/0	5,3	12,0
	11—12 V 1956	10 50	ССВ 2	0/0	4,7	7,9
Колтуши	6—7 V 1956	4 30	ЗЮЗ 1	0/0	6,7	14,5
	5—6 V 1956	8 00	З 1	0/0	6,4	11,4
Кингисепп	23—24 V 1956	3 50	штиль	0/0	6,8	17,6
	22—23 V 1956	5 30	штиль	0/0	6,4	13,4
Шугозеро	21—22 V 1956	7 20	ССВ 1	0/0	5,0	8,3
	22—23 V 1956	2 20	С 2	0/0	5,6	16,9

Таблица 4

Связь продолжительности радиационных заморозков (в час. и мин.) с длиной ночи

Станции	Даты	Длительн. заморозков (в час. мин.)	Ветер (в м/сек.)	Облачность (в баллах)	Абсолютная влажность (в мб)	Амплитуда температуры (в °C)	Длина ночи (в час. мин.)
Кингисепп	24—25 IV 1957	2 00	штиль	0/0	7,3	12,8	7 28
	6—7 IX 1956	6 20	штиль	0/0	6,3	12,7	10 43
Приозерск	5—6 V 1956	5 30	штиль	0/0	5,5	16,1	5 32
	8—9 IX 1956	7 20	штиль	1/0	6,0	16,2	10 48
Шугозеро	28—29 V 1956	4 10	ССЗ 2	0/0	5,9	8,7	5 24
	5—6 IX 1956	7 10	ССЗ 1	1/0	5,4	8,5	10 43

Характеристика продолжительности заморозков в условиях станции Сосново

Номера микро- климатических точек	Заморозки на всех точках				Заморозки на одной из точек			
	число случаев	сумма часов	средняя длитель- ность	разность средней длитель- ности	число случаев	сумма часов	средняя длитель- ность	разность средней длитель- ности
Весна								
Раднационные заморозки								
1957 г.								
Метеоплощадка	1	2 00	2 00	—	0	—	—	—
1	1	4 15	4 15	2 15	0	—	—	—
2	1	4 20	4 20	2 20	0	—	—	—
3	1	4 15	4 15	2 15	0	—	—	—
1958 г.								
Метеоплощадка	4	8 30	2 08	—	0	0 00	0 00	—
1	4	12 45	3 11	1 03	0	0 00	0 00	0 00
2	4	13 25	3 22	1 14	2	3 00	1 30	1 30
3	—	—	—	—	—	—	—	—
Осень								
Раднационные заморозки								
1957 г.								
Метеоплощадка	0	—	—	—	0	0 00	0 00	—
1	0	—	—	—	2	12 35	6 18	6 18
2	0	—	—	—	3	16 20	5 27	5 27
3	0	—	—	—	3	12 00	4 00	4 00
1958 г.								
Метеоплощадка	1	12 00	12 00	—	0	0 00	0 00	—
1	1	12 35	12 35	0 35	2	6 10	3 05	3 05
2	1	12 30	12 30	0 30	4	12 55	3 14	3 14
3	—	—	—	—	—	—	—	—
Адвективные заморозки								
1957 г.								
Метеоплощадка	2	8 05	4 02	—	1	6 40	6 40	—
1	2	8 40	4 20	0 18	1	1 45	1 45	—4 55
2	2	7 40	3 50	—0 12	0	0 00	0 00	—6 40
3	2	8 05	4 02	0 00	1	4 45	4 45	—1 55
1958 г.								
Метеоплощадка	3	18 50	6 17	—	0	—	—	—
1	3	18 10	6 03	—0 14	0	—	—	—
2	3	15 30	5 10	—1 07	0	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—	—	—

Номера микро- климатических точек	Заморозки на всех точках				Заморозки на одной из точек			
	число случаев	сумма часов	средняя длитель- ность	разность средней длитель- ности	число случаев	сумма часов	средняя длитель- ность	разность средней длитель- ности

Осень

Адвективно-радиационные заморозки

1957 г.

Метеоплощадка	6	64 00	10 40	—	0	—	—	—
1	6	67 25	11 14	0 34	0	—	—	—
2	6	67 30	11 15	0 35	0	—	—	—
3	6	67 55	11 19	0 39	0	—	—	—

1958 г.

Метеоплощадка	6	52 40	8 47	—	0	0 00	0 00	—
1	6	61 15	10 12	1 25	1	5 20	5 20	5 20
2	6	61 05	10 11	1 24	1	4 20	4 20	4 20
3	—	—	—	—	—	—	—	—

станциях с близкими датами и схожими условиями погоды, но разной суточной амплитудой. Из табл. 3 видно, что чем больше суточная амплитуда температуры воздуха, тем меньше продолжительность заморозка. Для определения связи продолжительности радиационных заморозков с длиной ночи для трех станций подобрано по два случая весенних и осенних заморозков при одинаковых условиях погоды и одинаковых суточных амплитудах температуры воздуха. Из табл. 4 следует, что при большей длине ночи в одинаковых условиях погоды отмечается большая продолжительность заморозка.

Изменение длительности заморозков в различных условиях микро-рельефа было рассмотрено по данным наблюдений на трех микро-климатических точках и на метеоплощадке станции Сосново, расположенной в холмистой местности. В 400 м от метеоплощадки в небольшой котловине расположены микроклиматические точки: первая — на середине северного склона (2 м над дном котловины), вторая — на дне котловины и третья — в верхней части южного склона (5 м над дном котловины). Расстояние между точками не превышает 200 м, относительная разность высот около 20 м.

За 1957—1958 гг. наибольшее количество заморозков радиационного типа (табл. 5) отмечено на дне котловины (точка 2) — 15 случаев, на склоне (точка 1) их было уже 10, а на метеоплощадке только 6. В тех девяти случаях, когда на метеоплощадке заморозок не наблюдался, в котловине он продолжался более 3 часов.

При адвективном типе заморозка увеличение продолжительности заморозка в котловине не отмечается, а в некоторых случаях наибольшая их длительность наблюдается на верхних точках и наветренных склонах. При условии возникновения заморозка в начале холодной адвекции его продолжительность на микроклиматических точках заметно различается и разность длительности между верхними и нижними точками составляет более часа, а при возникновении заморозка в конце адвекции — менее часа.

Соотношение длительности заморозков адвективно-радиационного типа на микроклиматических точках зависит от преобладания адвективного или радиационного фактора, в зависимости от чего отмечаются те или иные описанные выше особенности.

На станции Сосново так же, как и в ранее рассмотренных примерах по парам станций, наибольшая разность в длительности заморозка отмечается в случаях слабых заморозков радиационного и смешанного типа, хорошо проявляющихся в понижениях рельефа и не отмечаемых на склонах и на вершине небольшого холма.

РЕЖИМ МЕТЕЛЕЙ В СТЕПНЫХ И ЛЕСОСТЕПНЫХ РАЙОНАХ СССР

В статье рассматривается режим метелей в степных и лесостепных районах Европейской части СССР, Западной Сибири и Северного Казахстана. На карте представлено распределение числа дней с метелями (общими, верхними и низовыми) за зиму и повторяемость метелевых ветров. Определена также вероятность различного числа дней с метелью в отдельные годы. Выделены три основные зоны, различающиеся по повторяемости метелей: I — северная, II — средняя и III — южная, которые в зависимости от господствующего направления метелевых ветров подразделены на районы.

Исследование режима метелей в степных и лесостепных районах СССР имеет большое практическое значение. Переносы снега и неравномерное отложение его происходят во время метелей, поэтому для более эффективного проведения снегомелиоративных мероприятий как при снегозадержании на сельскохозяйственных полях, так и при создании защит от снегозаносов на дорогах необходимы сведения о режиме метелей.

Снежные мелиорации особенно необходимы в степных районах, где на обширных открытых пространствах снег при метелях беспрепятственно переносится. Снег, сдувающийся с открытых участков полей, наветренных склонов и вершин холмов, откладывается в оврагах на подветренных склонах, у лесных полос и других препятствий, т. е. в местах, где скорости ветра ослабевают. Неравномерное отложение снега, являющееся результатом метелей, неблагоприятно отражается на урожае сельскохозяйственных культур. Сдувание снега с полей приводит к уменьшению запасов влаги в почве в период весеннего снеготаяния, а на оголенных от снега участках возникает опасность вымерзания озимых. Образующиеся после метелей снежные заносы на дорогах нарушают нормальную работу транспорта и на ликвидацию их затрачиваются большие средства.

Отмеченные неблагоприятные явления наблюдаются как во время верхних метелей (когда происходит выпадение снега из облаков), так и во время низовых (когда переносится только снег, поднимаемый ветром с поверхности снежного покрова). Снежинки при переносе вследствие ударов раздробляются, поэтому после метелей образуются отложения плотного снега. При снегопадах, не сопровождаемых значительным ветром, снег на полях отлагается равномерно, при этом свежавыпавший снег обычно рыхлый и не представляет такой трудности при расчистке, как сугробы плотного снега, образовавшиеся во время метелей.

При проведении различного рода снежных мелиораций для ограничения вредных последствий метелей прежде всего необходимы данные о их повторяемости, направлении и силе метелевых ветров. Эти сведения приводятся ниже для территории степных и лесостепных районов Европейской части СССР, Западной Сибири и Северного Казахстана. На основе указанных климатических характеристик определены районы с однотипным режимом метелей, которые представлены на прилагаемой карте (рис. 1). На карте показано распределение числа дней с метелями (с общими, верхними и низовыми) за зиму, которое может служить объективным показателем опасности переносов снега, а также представлены розы метелевых ветров, полученные на основе специальных разработок большого материала за многолетний период.

На обширной территории степной и лесостепной зон в отдельных частях ее режим метелей существенно меняется соответственно с изменением климатических и циркуляционных условий зимнего периода. Продолжительность зимы и устойчивость морозной погоды неодинаковы в разных частях территории. Так, продолжительность холодного периода (с температурой ниже 0°) на юге Украины составляет 60—80 дней, в Заволжье и Северном Казахстане — 160 дней, а в Западной Сибири — 170 дней. На юге Украины морозная погода неустойчива и часто сменяется оттепелями, которые даже в середине зимы (в январе и феврале) бывают в половине всех дней месяца. По направлению к северо-востоку число оттепелей убывает, увеличивается устойчивость морозов, понижается общий уровень температуры. В Западной Сибири, отличающейся низкими температурами, оттепели в середине зимы наблюдаются редко. От термических условий существенно зависит структура снежного покрова, что имеет большое значение при образовании низовых метелей, которые чаще наблюдаются при наличии на поверхности почвы рыхлого, сухого снега.

В восточных районах с устойчивой морозной погодой снег обычно сохраняет мелкозернистую структуру, является сыпучим и легче поддается переносу ветром, чем уплотненный под влиянием оттепелей, менее подвижный снег в юго-западных районах. Снег, выпадающий на землю при температурах, близких к 0° , также труднее поддается перевеванию, чем снег, выпадающий при низких температурах. Образование наста и ледяной корки предохраняет снег от развевания, но выпавший на наст свежий сухой снег даже при небольшом усилении ветра весь сносится [6, 7].

На юге Украины снежный покров, подтаивающий при частых оттепелях, не достигает большой высоты, средняя толщина его около 10 см. В Предуралье в результате устойчивой морозной погоды накапливается высокий снежный покров (50 см и более). За Уралом снега выпадает меньше, но благодаря отсутствию в середине зимы оттепелей снежный покров устойчив. Средняя высота его в районе Казахского мелкосопочника и в Западной Сибири составляет 30—50 см, в остальных частях она менее 30 см.

Соответственно с изменением термического режима намечается характерное для ЕТС увеличение числа дней с метелями от юго-западных к северо-восточным районам. Наиболее часты метели на востоке Западной Сибири, в районе Казахского мелкосопочника, а также в северной части Заволжья. Эти районы выделяются повышенной частотой метелей даже по сравнению с более северными районами, но расположенными в лесной зоне (Тюменской и Вологодской областях).

На карте (рис. 1) представлено распределение числа дней с общими,

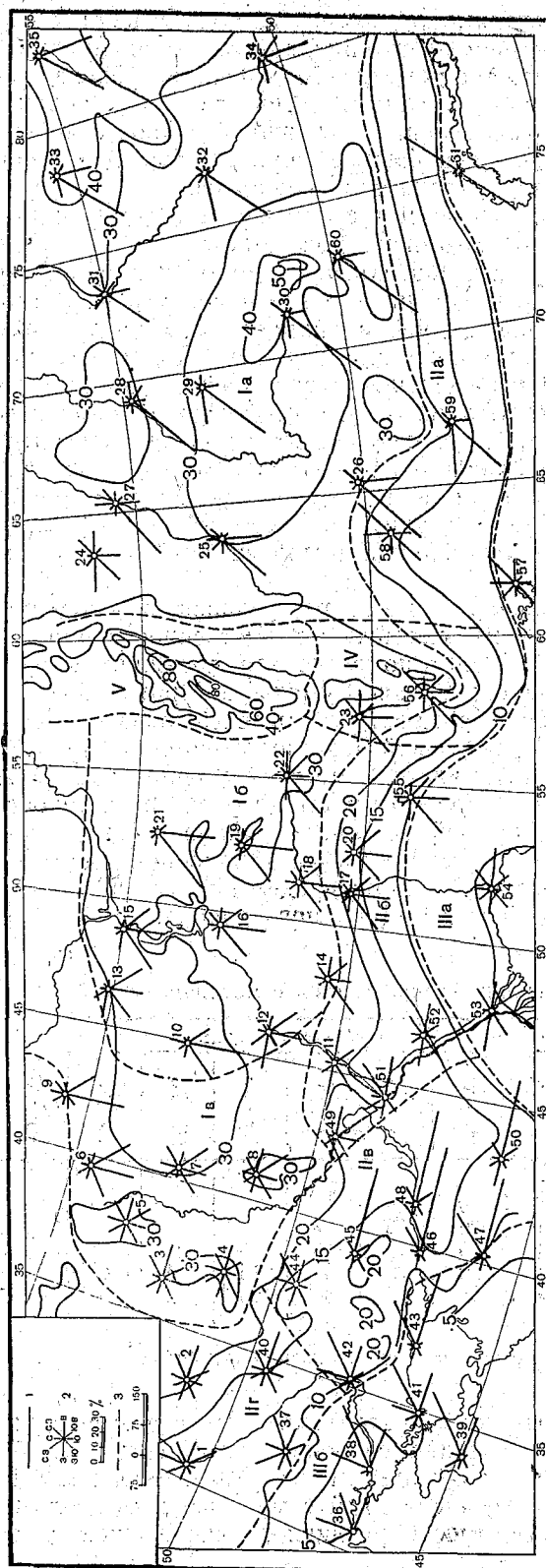


Рис. 1. Характеристика режима метелей (карта составлена М. Я. Глебовой и Р. Ф. Сохриной).

1 — линии равного числа дней с метелью за зиму, 2 — повторяемость различных направлений ветра при метелях (в процентах), 3 — границы районов (1 а, 1 б и т. д.) с определенным режимом метелей, 1 — Киев, 2 — Конотоп, 3 — Понизье, 4 — Богородицкое-Фенино, 5 — Волово, 6 — Рязань, 7 — Мичуринск, 8 — Каменная Степь, 9 — Муром, 10 — Пенза, 11 — Камышин, 12 — Саратов, 13 — Поречное, 14 — Новоузенск, 15 — Тегуши, 16 — Чапаево, 17 — Уралск, с. х. од. ст., 19 — Бузулук, 20 — Джамбейты, 21 — Бугульма, 22 — Оренбург, 23 — Актобынск, 24 — Везенчук, 25 — Кустанай, 26 — Амангельды, 27 — Курган, 28 — Петропавловск, 29 — Кокчетав, 30 — Акмолинск, 31 — Омск, степная, 32 — Павлодар, 33 — Варябинск, 34 — Семипалатинск, 35 — Новосибирск, Бугры, 36 — Одесса, 37 — Кировоград, 38 — Херсон, 39 — Салгирка, 40 — Полтава, 41 — Генцеск, 42 — Запорожье, 43 — Бердянск, 44 — Кулянк, 45 — Луганск, 46 — Ростов-на-Дону, 47 — Тихорецк, 48 — Константиновский, 49 — Серафимович, 50 — Дивное, 51 — Сталинград, 52 — Верхний Вакунчик, 53 — Досанг, 54 — Гурьев, 55 — Уил, 56 — Актобынская с. х., 57 — Аральское море, 58 — Тургай, 59 — Карсакпай, 60 — Караганда, 61 — Балхаш.

верхними и низовыми метелями за зиму в целом. Основным материалом для проведения изолиний послужили данные по числу дней с метелями за многолетний период (не менее 15—20 лет в пределах периода 1891—1945 гг.), помещенные в климатологических справочниках [4]. Кроме того, для некоторых станций, имеющих наблюдения за более поздние годы и потому не вошедших в справочники, были дополнительно определены средние многолетние величины.

Необходимо отметить, что по метеорологическим инструкциям разделяют низовые метели от поземков, при которых снег перемещается на незначительной высоте над поверхностью земли, при более высоком подъеме снега ветром обычно обозначается низовая метель. В таблицах справочников помещено число дней с общими, верхними и низовыми метелями, в подсчет не включались дни, когда наблюдался только один поземок. Рассмотрение распределения числа дней с поземком затрудняется большой зависимостью их от местных условий защищенности. В обширной литературе по изучению снегозаносов на железных дорогах многие авторы придерживаются разделения метелей только на два вида — верхние метели и поземки, не выделяя низовых метелей, которые, очевидно, включаются в группу поземков. Различное понимание видов метелей может быть причиной недоразумений и несогласованностей.

Анализ материала показал, что местные условия, в основном защищенность пункта наблюдений, оказывают существенное влияние на изменение частоты метелей. Особенно резко это проявляется в пересеченной местности. В районах Средне-Русской и Приволжской возвышенностей и в Заволжье повторяемость метелей оказывается очень изменчивой в зависимости от условий местоположения пункта, так, в защищенных от ветра долинах частота метелей уменьшается примерно на 30—40% по сравнению с более открытыми участками. Значительно меняется повторяемость метелей в горных районах Урала в зависимости от высоты местности, формы рельефа, экспозиции, защищенности. Карта (рис. 1) дает представление о распределении метелей в условиях, характерных для более или менее обширного района.

Таблица 1

Вероятность различного числа дней с метелью (в %)

Среднее много- летнее	Число дней с метелью в отдельные годы									80—90	90—100
	0	1—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80		
10	•	65	25	10	•						
20		10	50	30	10	•					
30		•	15	40	25	15	5				
40			5	20	25	30	15	5	•		
50			•	5	15	30	25	15	5	•	•

Примечание. Знак • обозначает вероятность менее 5%.

Как известно, в разные годы повторяемость метелей не одинакова, одни зимы в данном районе являются более метелевыми, другие — менее. Поэтому в дополнение к средним многолетним значениям определена вероятность различного числа дней с метелью в отдельные годы. В табл. 1 приводится вероятность различного числа дней с метелью

в отдельные зимы для определенных значений среднего многолетнего числа дней с метелью (10, 20, 30 и т. д.). Эта таблица дает представление о пределах колебания числа метелей в разные годы. Так, на юге территорий, где в среднем бывает 10 дней с метелью, в некоторые годы метели почти совсем не наблюдаются, тогда как в другие число их может превысить 30. Еще больше пределы колебаний в более метелевых районах: так, при среднем многолетнем числе дней с метелью за зиму, равной 50, иногда бывает менее 20 дней, а иногда и около 100 дней с метелью.

На основе специальных разработок также за многолетний период (не менее 20 лет) были получены характеристики направления и скорости метелевых ветров. На рис. 1 диаграммами представлены розы метелевых ветров для отдельных характерных пунктов, при этом повторяемость каждого румба выражена в процентах от числа метелевых ветров всех направлений. Эти данные дают возможность выявить районы с однотипным режимом ветра и проследить за изменением его в отдельных частях территории.

Определение господствующего направления метелевых ветров, т. е. ветров, при которых происходит перенос снега, имеет большое значение при планировании размещения на полях лесных полос, кулис и других защит, полезным действием которых является накопление снега на ограждаемых полях и более равномерное его распределение. Эффективность различного рода защит меняется в зависимости от угла, составляемого снеговетровым потоком с направлением защиты. Ветрозащитное действие лесной полосы считается наиболее благоприятным при направлении ветра, перпендикулярном к ней, или если отклонение от этого направления не превышает 45° . Поля обычно вытянуты в одном направлении и в зависимости от того, откуда дует ветер (от продольной или поперечной стороны), защищенность в середине поля при разных направлениях ветра будет различной. На больших полях, окруженных лесными полосами, снег при метелях переносится из центральной части к краям и отлагается в виде сугробов вдоль полевых защитных полос. Как показали работы А. М. Горшенина, Я. Д. Панфилова, И. Д. Копанева [5] и др. это явление переноса и выдувания снега отмечается как на больших полях квадратной формы, так и на полях в виде вытянутых прямоугольников, где зона выдувания особенно резко проявляется при совпадении длинной стороны поля с метелевыми ветрами данного года (И. А. Гольцберг [4]).

Направление метелевых ветров в отдельных частях территории меняется соответственно с особенностями циркуляционных условий. Так как в большинстве случаев метели возникают при перемещении циклонов, то в зависимости от направления их движения тот или иной район оказывается в зоне метелей.

Учитывая происхождение циклона и направление его движения можно отметить основные группы процессов. Одну группу составляют процессы образования метелей при перемещении циклонов с севера и северо-запада (от районов Баренцева и Норвежского морей) на юг и юго-восток (в районы Нижнего Дона и Волги), где циклоны нередко регенерируют, при этом ветры усиливаются и направление движения циклонов меняется. Перемещаясь далее к северо-востоку, они захватывают Казахстан и Западную Сибирь. В тылу этих так называемых «ныряющих» циклонов часто наблюдается резкое понижение температуры. Вторую группу составляют процессы перемещения циклонов в направлении с запада на восток. При этих процессах часто циклоны при вторжении в западные районы имеют еще высокую температуру

и лишь при продвижении их к востоку в связи с понижением температуры развивается метелевая деятельность. Третью группу составляют циклоны, перемещающиеся в направлении с юга (из районов Средиземного, Черного и Каспийского морей) на север и северо-восток. Южные циклоны вызывают очень резкие изменения погоды. При их продвижении происходит вынос теплых, с большим влагосодержанием воздушных масс. В передней части циклонов наблюдаются продолжительные и интенсивные снегопады, которые при усилении ветра переходят в метели, захватывающие часто большие районы. При продвижении к северу циклоны часто регенерируют на арктическом фронте, при этом метели достигают большой интенсивности и сопровождаются резким падением температуры.

В тех случаях, когда южный циклон стационарирует над Черным морем, что часто наблюдается в середине зимы, метели носят затяжной характер, захватывая южные районы ЕТС.

Соответственно с условиями атмосферной циркуляции направление преобладающего при метелях ветра и его устойчивость неодинаковы в разных частях территории. Основная ветрораздельная линия проходит к югу от 50° с. ш. В северной части территории преобладают ветры с южной составляющей и крайне редки при метелях северные ветры. Большая устойчивость юго-западных ветров наблюдается в Западной Сибири и Северном Казахстане, тогда как на юге ЕТС метели при южных ветрах не наблюдаются. Очень устойчивы метелевые ветры восточного направления в районе между Волгой и Северным Донцом, а также в Донбассе (повторяемость их достигает 50—70%), ветры других направлений редки. На севере Украины и отчасти в центральных районах метели почти одинаково возможны при различных направлениях ветра; резко выраженного преобладания какого-либо определенного направления ветра не прослеживается (рис. 1).

Отмеченные выше особенности метелевых ветров дают общее представление об их характерных направлениях. В отдельных пунктах направление преобладающего при метелях ветра может несколько отклоняться от характерного для района. Это обусловлено влиянием на направление воздушного потока местных условий орографии. В условиях пересеченного рельефа направление ветрового потока может деформироваться за счет увеличения повторяемости ветров вдоль долины, в которой направление ветра может меняться от участка к участку в зависимости от изменения направления долины.

На основе климатических данных, характеризующих число дней с метелями за зиму и господствующее направление метелевых ветров, для лесостепной и степной зон ЕТС, Западной Сибири и Северного Казахстана на карте (рис. 1) выделены районы с однотипным режимом метелей.

Намечаются три основные зоны, различающиеся по повторяемости метелей: I—северная, II—средняя и III—южная, которые в зависимости от господствующего направления метелевых ветров подразделяются на районы.

I. Северная зона. Повторяемость метелей существенно убывает в направлении с востока на запад, соответственно с общим изменением зимнего режима.

Район Ia, включающий южную часть Западной Сибири и Северный Казахстан, характеризуется продолжительной, суровой зимой с частыми и интенсивными метелями, вызывающими большие переносы снега. Высота снежного покрова во многих местах не достигает 30 см, но в центральной части Казахского мелкосопочника и на северо-востоке,

в Новосибирской области, доходит до 50 см. Сухой сыпучий снег в открытой степной местности сильными ветрами может переноситься на большие расстояния. Здесь в среднем отмечается 30—40 дней с метелями, а в наиболее высоких частях Казахского мелкосопочника и в Новосибирской области — около 50 дней, за исключением полосы с пониженным числом метелей к востоку от Урала и вдоль Иртыша. В некоторые годы число метелевых дней за зиму может достигать 60—80. Железные дороги в этом районе подвержены сильным снежным заносам. Для этого района характерны интенсивные поземки, число дней с которыми за зиму составляет 15—20, а местами и более.

Метелевые ветры отличаются большой устойчивостью и силой. Господствуют сильные юго-западные ветры, повторяемость которых составляет 40—60%, а в сочетании с южными или западными достигает 60—70%. Ветры других направлений при метелях редки. При большой устойчивости юго-западных ветров ориентировка лесных полос и других защит в этом районе имеет существенное значение. Скорости ветра при метелях часто (в 25—50% случаев) превышают 15 м/сек., значительна повторяемость ветров со скоростью 11—15 м/сек. (25—40%). Вследствие значительных скоростей ветра для равномерного распределения снежного покрова на больших полях необходимы дополнительные мероприятия по снегозадержанию.

Район Iб, включающий Северное Заволжье и Приволжскую возвышенность, отличается более высоким снежным покровом и также характеризуется частыми и интенсивными метелями. Высота снежного покрова порядка 40—50 см, а в Предуралье более 50 см. В условиях пересеченной местности повторяемость метелей очень изменчива. На возвышенных открытых участках число дней с метелью доходит до 40, в защищенных от ветра долинах уменьшается до 25. Благодаря устойчивой морозной погоде снег сохраняет мелкозернистую структуру, а так как часты низовые метели, то возможны значительные переносы снега. Метелевые ветры отличаются значительной силой, повторяемость ветров со скоростью более 15 м/сек. достигает 25—30%, а со скоростью 11—15 м/сек. — 25—30%.

Большой устойчивостью обладают ветры с южной составляющей и крайне редки северные ветры. Повторяемость юго-западных и южных ветров в сумме составляет 50—60%, поэтому ориентировка лесных полос имеет существенное значение.

Район Iв (северо-западный район) с высоким снежным покровом (40—50 см) характеризуется меньшей частотой метелей. Число дней с метелью преимущественно около 25 и только в наиболее высоких участках Средне-Русской возвышенности достигает 35. Оттепели, уплотняющие снежный покров, бывают чаще (до 5 дней за месяц), поэтому перевеваемость снега меньше, чем в восточном районе. Ориентировка полос вследствие неустойчивости метелевых ветров не имеет существенного значения, за исключением юго-восточной части с преобладанием юго-восточных метелевых ветров.

II. Средняя зона в зависимости от господствующего направления метелевых ветров подразделяется на следующие районы:

Районы IIа и IIб (восточные районы средней зоны) отличаются продолжительной зимой с довольно устойчивой морозной погодой, с невысоким снежным покровом (средняя толщина его около 20 см) и относительно большей частотой низовых метелей. Число дней с метелью уменьшается по направлению к югу от 25 до 10. На открытых безлесных пространствах при господствующих больших скоростях ветра снег перемещается на далекие расстояния. Направление метелевых

ветров не отличается большой устойчивостью. В районе IIа в северной части преобладают юго-западные ветры, на юге — юго-западные и северо-восточные. В районе IIб на севере преобладание имеют ветры с южной составляющей, на юге часты западные и восточные ветры.

Район IIв (центральный район) выделяется относительно большой повторяемостью метелей (от 25 до 10 дней) для данной широты по сравнению с западной частью территории. Для этого района характерна исключительно большая устойчивость метелевых ветров восточного направления (Ростов-на-Дону — 70%), отличающихся большой скоростью, а на западе этого района — восточных и северо-восточных. В этом районе наиболее существенное значение имеет ориентировка лесных полос.

Район IIг (западный район) с неустойчивой морозной погодой и частыми оттепелями, уплотняющими снежный покров, вследствие этого низовые метели здесь наблюдаются значительно реже, чем на востоке этой зоны (IIа и IIб). Здесь иногда возможны сильные метели с обильным выпадением снега. Направление лесных полос ввиду неустойчивости метелевых ветров не имеет существенного значения.

III. Южная зона характеризуется малой вероятностью метелей и большой изменчивостью их в отдельные годы. В некоторые годы метели не наблюдаются, но в другие годы в отдельных случаях метели сопровождаются обильными снегопадами. Поземные метели вследствие малой мощности снежного покрова здесь наиболее редки. В юго-западном районе (IIIб) обращает внимание большая устойчивость ветров северо-восточного и северного направлений.

Кроме основных зон (северной, средней и южной), следует отметить район Мугоджарских (IV зона) и Уральских гор (V зона).

IV зона (район Мугоджарских гор) характеризуется интенсивными метелями, повторяемость которых возрастает с увеличением высоты местности, что связано с увеличением скорости ветра. В среднем на 100 м подъема годовое число дней с метелью увеличивается на 8. В более высоких частях отмечается около 40 дней с метелями. Как известно, железные дороги в этом районе страдают от снежных заносов.

V зона (район Уральских гор). Частота метелей очень изменчива в зависимости от высоты местности, защищенности и экспозиции склона. На открытых склонах число дней с метелями увеличивается с увеличением высоты местности на 7—8 дней на каждые 100 м поднятия. Так, на горе Таганай на высоте 1100 м за год отмечается 110 дней с метелью. Но в защищенных от ветра долинах число метелей мало. Непосредственно за Уралом число метелей понижено.

Приведенные данные могут служить обоснованием при выборе наиболее выгодной конструкции лесных полос и их расположения и при проведении других снегомелиоративных мероприятий в данных районах.

В дальнейшем необходима постановка и проведение специальных метелемерных наблюдений и использование снегосъемок для определения количества переносимого при метелях снега в различных физико-географических районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ф. М. Борьба со снежными заносами на железнодорожном транспорте. Сб. Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами. АН СССР. М. 1956.
2. Глебова М. Я. Направление метелевых ветров на Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 85. 1959.

3. Гольцберг И. А. Метеорологическая эффективность продуваемых лесных полос разной конструкции. Тр. ГГО, вып. 44. 1954.
 4. Климатологический справочник СССР. Вып. 8, 9, 12. Гидрометеониздат. 1946—1949.
 5. Копанев И. Д. Влияние лесных полос на распределение снежного покрова в засушливой зоне Европейской территории СССР. Гидрометеониздат. Л. 1955.
 6. Рихтер Г. Д. Использование снега и снежного покрова в целях борьбы за высокий и устойчивый урожай. Сб. «Роль снежного покрова в земледелии». АН СССР. 1958.
 7. Рихтер Г. Д. Некоторые закономерности формирования и распространения снежных заносов и принципы организации борьбы с ними. Изв. АН СССР. Серия географическая, № 1. 1953.
-

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Е. П. Архипова, М. Я. Глебова, Е. Н. Романова. Особенности микроклимата пахотных склонов	3
З. А. Мищенко. Суточный ход температуры воздуха и термопериодизм растений	15
З. А. Мищенко. Географическое распределение суточной амплитуды температуры воздуха на территории СССР в летний период.	29
Е. П. Архипова. К методике микроклиматических наблюдений над температурой верхнего горизонта почвы.	55
Е. Н. Романова, Н. Я. Каулин. К вопросу о методике измерения минимальной температуры у поверхности почвы	62
М. П. Чижевская. Радиационный и термический режим различных ориентированных склонов в условиях холмистого рельефа Ленинградской области.	71
Н. Г. Горышина. Результаты исследования температуры листьев в Ленинградской области.	85
Т. А. Голубова. Число дней с заморозками в СССР.	89
Л. Г. Семенова. Некоторые характеристики продолжительности заморозков в Ленинградской области.	95
М. Я. Глебова. Режим метелей в степных и лесостепных районах СССР.	107

Редактор В. С. Корниленко

Техн. редактор М. Я. Флаум

Корректор Р. В. Гросман

Сдано в набор 13/V 1960 г.

Подписано к печати 23/IX 1960 г.

Бумага 70 × 108¹/₁₆.

Бум. л. 3,63

Печ. л. 9,93.

Уч. изд. л. 9,28.

Тираж 1400 экз.

М-46755.

Индекс МЛ-290.

Гидрометеорологическое издательство, Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 251.

Цена 6 руб. 95 коп.

С 1 января 1961 г. цена 70 коп.

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Ленсовнархоза.

Ленинград, Прачечный пер., д. № 6.