

Министерство сельского хозяйства Российской Федерации
ФГБОУ ВО «Красноярский государственный аграрный университет»

Л. И. Виноградова

ОСНОВЫ АГРОМЕТЕОРОЛОГИИ

Рекомендовано учебно-методическим советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Красноярский государственный аграрный университет» для внутривузовского использования в качестве учебного пособия по направлению подготовки 20.03.02 «Природообустройство и водопользование»

Электронное издание

Красноярск 2020

Рецензенты

*В. Д. Кулигин, канд. техн. наук, генеральный директор
ОАО СибНИИГиМ*

В. Н. Безбородов, канд. техн. наук, директор ООО НПФ «Изотор»

В 49 *Виноградова, Л. И.*

Основы агрометеорологии: учебное пособие [Электронный ресурс] / Л. И. Виноградова; Красноярский государственный аграрный университет. – Красноярск, 2020. – 160 с.

Приведены теория и материал для выполнения восьми практических заданий. Предложены необходимые справочные данные.

Предназначено для студентов 4-го курса Института землеустройства, кадастров и природообустройства направления 20.02.03 «Природообустройство и водопользование», профиля «Водные ресурсы и водопользование», профессионального стандарта «Специалист по агромелиорации» очной формы обучения.

ББК 40.2

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Введение	7
1	Предмет и задачи агрометеорологии	9
1.1	Методы агрометеорологических исследований	11
1.2	Основные этапы развития агрометеорологии	13
	Практическая работа 1. Время в агрометеорологии. Метеорологические сроки наблюдений	15
2	Земная атмосфера как среда сельскохозяйственного производства	18
2.1	Состав приземного слоя атмосферы и почвенного воздуха	18
2.2	Значение основных газов воздуха для биосферы	20
2.3	Загрязнение атмосферного воздуха и меры борьбы с ним	22
2.4	Строение атмосферы	24
2.5	Методы исследования атмосферы	26
2.6	Атмосферное давление	27
	Практическая работа 2. Приведение атмосферного давления к единым условиям: температуре 0°C, широте места 45°, уровню моря	28
2.7	Распределение атмосферного давления по горизонтали	30
2.8	Ветер и воздушные течения в атмосфере	30
2.9	Приборы для измерения атмосферного давления	31
3	Лучистая энергия	33
3.1	Потоки лучистой энергии	33
3.1.1	Прямая солнечная радиация	33
3.1.2	Рассеянная солнечная радиация	34
3.1.3	Суммарная солнечная радиация	35
3.2	Радиационный баланс земной поверхности	37
3.3	Потоки солнечной радиации, анализ результатов актинометрических измерений, графики суточного хода	38
3.4	Актинометрические приборы	39
	Практическая работа 3. График суточного хода составляющих радиационного баланса	47

4	Лучистая энергия и растения	50
4.1	Спектральный состав лучистой энергии, ее биологическое значение	50
4.2	Фотосинтетически активная радиация	51
4.3	Освещенность и растения	53
4.4	Продолжительность освещения и растения	55
4.5	Приборы для измерения лучистой энергии	57
4.6	Радиационный режим посевов и теплиц	58
4.7	Пути более полного использования солнечной радиации в сельском хозяйстве	59
5	Температурный режим почвы	62
5.1	Тепловой баланс земной поверхности	62
5.2	Суточный и годовой ход температуры поверхности почвы	63
5.3	Теплофизические характеристики почвы	65
5.4	Закономерности распространения тепла в почве	67
	Практическая работа 4. Тепловые характеристики почвы. Анализ наблюдений за температурой почвы	69
	Практическая работа 5. Законы распространения колебаний температуры вглубь почвы. Анализ распространения колебаний температуры вглубь почвы	70
6	Влияние рельефа, растительного и снежного покрова на температуру почвы	75
6.1	Промерзание почвы. Вечная мерзлота	76
6.2	Измерение температуры и глубины промерзания почвы	77
6.3	Значение температуры почвы для растений	79
6.4	Методы воздействия на температурный режим почвы	80
7	Температурный режим воздуха	83
7.1	Процессы нагревания и охлаждения воздуха	83
7.2	Суточный и годовой ход температуры воздуха	84
7.3	Изменение температуры воздуха с высотой	87
7.4	Измерение температуры воздуха	88
7.5	Значение температуры воздуха для сельскохозяйственного производства	88

7.6	Принципы изменения температуры, слои инверсии и изотермии	89
	Практическая работа 6. Изменение температуры воздуха с высотой	89
8	Водяной пар в атмосфере	93
8.1	Влажность воздуха. Характеристики содержания водяного пара в атмосфере	93
8.2	Изменение характеристик влажности воздуха в атмосфере с высотой	94
8.3	Суточный и годовой ход влажности воздуха	95
8.4	Методы и приборы для измерения влажности воздуха	96
8.5	Значение влажности воздуха для сельскохозяйственного производства	97
8.6	Влажность почвы и влагообеспеченность растений	98
8.6.1	Почвенная влага и водный баланс почвы	98
8.6.2	Понятие продуктивной и непродуктивной влаги	99
8.6.3	Потребность растений во влаге и влагообеспеченность растений	101
8.6.4	Динамика запасов продуктивной влаги. Понятие почвенной засухи	102
	Практическая работа 7. Характеристики измерений влажности воздуха	104
	Практическая работа 8. Суточный и годовой ход относительной влажности	105
9	Испарение воды и конденсация водяного пара	106
9.1	Испарение и испаряемость	106
9.2	Суточный и годовой ход испарения	107
9.3	Методы определения испаряемости и испарения	107
9.4	Продукты конденсации водяного пара	109
10	Погода, ее изменение и прогноз	114
10.1	Воздушные массы и их классификация	114
10.2	Атмосферные фронты	115
10.3	Образование и эволюция циклонов и антициклонов	116
10.4	Прогнозы погоды	118
11	Неблагоприятные для сельского хозяйства метеорологические	

явления и меры борьбы	120
11.1 Засухи и суховеи	120
11.2 Пыльные бури. Сильный ветер	121
11.3 Град. Сильные ливневые дожди	123
11.4 Заморозки	124
11.5 Неблагоприятные явления погоды зимой	126
12 Климатообразующие факторы. Оценки агроклиматических ресурсов территории и сельскохозяйственной продуктивности климата	128
12.1 Основные факторы климатообразования	128
12.2 Понятие о микроклимате, местном климате и фитоклимате	130
12.3 Методика оценки агроклиматических ресурсов территории и сельскохозяйственной продуктивности климата	131
12.4 Агрометеорологические прогнозы	134
12.5 Метод прогноза оптимальных режимов орошения	135
Заключение	139
Литература	141
Приложение	143

ВВЕДЕНИЕ

Целью курса «Основы агрометеорологии» является изучение атмосферных процессов и явлений, формирующих состояние среды, в которой существуют сельскохозяйственные растения. Знание закономерностей формирования погоды и климата на той или иной территории позволит специалистам сельского хозяйства и природообустройства более эффективно использовать естественные природные ресурсы и снизить ущерб от опасных метеорологических явлений. Разработка оптимальных приемов ведения сельского хозяйства потребует от выпускников аграрных вузов знаний погодных и климатических особенностей территории, их изменчивости в отдельные годы, умения пользоваться режимной гидрометеорологической информацией, результатами наблюдений метеорологических станций, а в случае необходимости самостоятельно измерять основные метеорологические элементы. По каждой теме даны теоретический материал и вопросы для самоконтроля.

В изучении курса «Основы агрометеорологии» важную роль играют практические занятия, так как они дают возможность закрепить теоретические знания по агрометеорологии, полученные на лекциях, а также при самостоятельном изучении отдельных тем по дисциплине. Студенты учатся анализировать метеорологическую и агрометеорологическую информацию как режимную, так и прогностическую для проблем природообустройства и водопользования, производят анализ полученных результатов, применяя теоретические знания по изученной теме и свои способности к логическому мышлению.

Изучение дисциплины «Основы агрометеорологии» формирует следующие профессиональные компетенции:

ПК-2 – способность использовать положение водного и земельного законодательства и правил охраны природных ресурсов при водопользовании, землепользовании и обустройстве природной среды;

ПК-3 – способность устанавливать технологическую дисциплину при строительстве и эксплуатации объектов природообустройства и водопользования;

ПК-4 – способность оперировать техническими средствами при производстве работ по природообустройству и водопользованию, при измерении основных параметров природных и технологических процессов.

Агрометеорология изучает погоду и климат применительно к практическим и теоретическим задачам сельского хозяйства и природообустройства и водопользования. К числу важнейших задач агрометеорологии относятся:

- исследование пространственно-временных закономерностей влияния погоды и климата на объекты и процессы сельскохозяйственного производства;
- разработка методов агрометеорологических прогнозов;
- агрометеорологическое обоснование мероприятий, направленных на защиту объектов сельского хозяйства от неблагоприятных явлений климата и погоды, вредителей и болезней;
- изучение проблемы мелиорации климата и микроклимата полей с целью их возможного улучшения для сельскохозяйственного производства и т.д.

В результате изучения дисциплины «Основы агрометеорологии» студент должен владеть:

- необходимыми знаниями и практическими навыками по проведению агрометеорологических наблюдений, использованию агроклиматических прогнозов;
- навыками оценки климата с позиций принятия оперативно-хозяйственных решений в производстве.

1 ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ АГРОМЕТЕОРОЛОГИИ

Метеорологические условия имеют огромное значение для сельского хозяйства; человеку нужно изучать климат, чтобы обратить его хорошие стороны в свою пользу и по возможности устранить влияние вредных условий, но для этого необходима продолжительная и напряженная научная работа; нужно много изучить для того, чтобы достигнуть успеха.

А. И. Воейков

Выдающийся русский ученый-почвовед В. В. Докучаев считал, что «почва и климат – суть основные и важнейшие факторы земледелия – первые и неизбежные условия урожаев».

Науки, изучающие физические и химические процессы, происходящие на земле, носят общее название «науки о земле».

Одной из таких наук и является агрометеорология.

Наука, изучающая метеорологические, климатические, гидрологические и почвенные условия в их взаимодействии с объектами и процессами сельскохозяйственного производства, называется агрометеорологией.

Объектами изучения агрометеорологии являются погода, климат, водный и тепловой режим почв, сельскохозяйственные культуры, сельскохозяйственные животные, а также процессы сельскохозяйственного производства. Все объекты изучаются во взаимодействии организма с окружающей средой. Агрометеорология – наука географическая, поскольку она изучает климат и погоду в их взаимодействии с сельскохозяйственным производством. Особенности агрометеорологии как науки заключаются в том, что она находится на стыке различных областей знаний: метеорологии, климатологии, математики, почвоведения, географии, биологии, агрономии, физиологии растений.

Агрометеорология представляет собой стройную научную систему специфических знаний, объединенных законами и понятиями; методами и средствами исследования, позволяющими выявлять количественные и качественные связи объектов сельского хозяйства и процессов сельскохозяйственного производства с условиями погоды и климатом [1].

Важнейшие задачи агрометеорологии:

- изучение и описание закономерностей формирования метеорологических и климатических условий сельскохозяйственного производства в пространстве и времени;
- разработка методов количественной оценки влияния метеорологических факторов на состояние почвы, развитие, рост и формиро-

вание урожая, сельскохозяйственных животных, на развитие и распространение вредителей и болезней сельскохозяйственных культур;

- разработка методов агрометеорологических прогнозов;

- агроклиматическое районирование, размещение новых сортов и гибридов сельскохозяйственных культур и пород животных, агроклиматическое обоснование приемов наиболее полного и рационального использования ресурсов климата для повышения продуктивности растениеводства и животноводства;

- агроклиматическое обоснование приемов мелиорации земель, микроклимата полей, внедрения промышленных технологий в растениеводстве, в том числе дифференциального применения агротехники в соответствии со сложившимися и ожидаемыми условиями погоды;

- разработка методов борьбы с неблагоприятными и опасными для сельского хозяйства гидрометеорологическими явлениями, в том числе методов активного воздействия на эти явления.

Перечисленные задачи решаются агрометеорологической наукой и практикой с целью оперативного обеспечения различными видами агрометеорологической информации сельскохозяйственного производства.

Опыт показывает, что использование разнообразной гидрометеорологической информации в сельском хозяйстве происходит на трех временных уровнях:

- 1) при выборе проектных решений;

- 2) выработке плановых решений;

- 3) принятии оперативно-хозяйственных решений.

При выборе проектных решений обосновываются рациональное размещение и специализация сельского хозяйства, районирование культур и сортов сельскохозяйственных растений и пород животных, создание гидромелиоративных систем и т.д. При этом используется климатическая и агроклиматическая информация.

При выработке плановых решений планируются размеры урожаев, определяются потребности в удобрениях и ядохимикатах, объемы поливной воды, составляются сезонные графики полевых работ и т.д. Здесь используется текущая оперативная агрометеорологическая и гидрометеорологическая информация, анализируются сложившиеся агрометеорологические условия применительно к конкретным территориям и культурам, а также разнообразные гидрометеорологические прогнозы различной заблаговременности.

При принятии оперативно-хозяйственных решений разрабатываются действия непосредственного управления технологическими процессами в период вегетации растений и мероприятиями, осуществляемыми на животноводческих фермах и выпасах. Для этого используется оперативная информация о фактическом состоянии среды приземного слоя атмосферы, почвы, посевов и различные гидрометеорологические прогнозы.

Для успешного решения перечисленных задач агрометеорологии, эффективного использования агрометеорологической (гидрометеорологической) информации в сельскохозяйственном производстве совершенствуются методы и средства агрометеорологических наблюдений, агрометеорологических исследований на основе научно-технического прогресса.

1.1 Методы агрометеорологических исследований

К числу основных методов агрометеорологических исследований относятся следующие методы:

1. *Метод сопряженных (параллельных) наблюдений* за состоянием, ростом, развитием растений и метеорологическими условиями, в которых произрастают объекты наблюдений. С помощью этого метода на материалах полевых и лабораторных наблюдений устанавливаются количественные и качественные связи между условиями погоды и ростом, развитием и формированием продуктивности растений, выявляется потребность растений в основных факторах среды – количествах света, тепла, влаги, питательных веществ, определяются пороговые (критические) значения этих факторов для жизнедеятельности различных культур и сортов.

2. *Метод учащенных сроков посевов.* Агрометеорологические исследования объектов растениеводства неизбежно связаны с сезонным развитием природы. Для выявления закономерностей роста и развития растений необходим многолетний ряд наблюдений. С целью ускорения периода исследований в агрометеорологии широко используется метод учащенных сроков посевов растительных объектов. При этом высеваемые растения (например, через каждые 5-10 дней) попадают в неодинаковые условия тепла, влаги, освещенности. Сопряженные наблюдения за метеорологическими условиями, ростом и развитием растений позволяют собрать разнообразные сведения о реакции растений на изменяющиеся условия их произраста-

ния. Этот метод применяется на делянках одного поля или в лабораторных условиях.

3. *Метод экспериментально-полевой* предусматривает использование различных стационарных и передвижных камер искусственного климата, теплиц в которых изучается реакция растений на заданные параметры света, тепла, влаги, газового состава и питательные компоненты.

4. *Метод математической статистики*, позволяющий обрабатывать массовые материалы наблюдений.

5. *Метод математического моделирования*, который позволяет с помощью математического аппарата описывать влияние агрометеорологических условий на рост, развитие и формирование продуктивности растений, а также процессы теплообеспеченности, влагообеспеченности и энергообмена в системе почва – растение – атмосфера.

Перечисленные методы базируются на основании нескольких основных законов.

Закон равнозначности (или незаменимости) основных факторов жизни. Для развития растений необходимы свет, тепло, воздух и питательный субстрат (почва или ее заменитель). Ни один из этих факторов не может быть исключен или заменен другим. Все они равнозначны и незаменимы.

Закон неравнозначности факторов среды обитания растений. По своему влиянию факторы делятся на основные и второстепенные. Второстепенные факторы лишь усиливают или ослабляют воздействие основных факторов на растительный организм. К числу второстепенных факторов относятся ветер, облачность, ориентация и крутизна склонов и т.д.

Закон минимума (или лимитирующего фактора). Состояние растения и его конечная продуктивность определяются фактором, находящемся в минимуме. Например, недостатком почвенной влаги или пониженной температурой в критические периоды жизни растений.

Закон оптимума (или совокупного действия факторов). Согласно этому закону максимальная продуктивность растений формируется только при определенном количественном сочетании основных и второстепенных факторов в критические периоды жизни растений.

Закон критических периодов в жизни растений. На основе этого закона устанавливают количественные требования растений к факторам среды (продолжительность светового дня, влага, температура) в различные фазы развития растений.

Закон фотопериодической реакции (физиологических часов) гласит, что растения реагируют на продолжительность дня и ночи, ускоряя или замедляя развитие при изменении длины дня.

Закон плодосмены заключается в чередовании культур в пространстве и времени (севооборот), что позволяет при прочих равных условиях получать более высокие урожаи, чем при повторных посевах одной и той же культуры на одном месте (монокультура).

1.2 Основные этапы развития агрометеорологии

Регулярно наблюдать за погодой в России стали в XVII в. при царе Алексее Михайловиче, который вменил в обязанность на Кремлевской стене ежедневно записывать сведения о погоде. По указу Петра I в 1722 г. были организованы метеорологические наблюдения в Петербурге.

Первая в мире сеть метеорологических станций была организована в Сибири в 1733 г. участниками Великой северной экспедиции. Большую роль в развитии метеорологии сыграл М. В. Ломоносов. Он впервые указал на необходимость организации широкой сети метеорологических станций в различных частях света, а также на важность предсказания погоды для сельского хозяйства.

Одним из крупных мероприятий по развитию метеорологии была организация в 1849 г. Главной физической (ныне геофизической) обсерватории. Она явилась первым в мире государственным научным учреждением, руководящим метеорологическими наблюдениями.

Развитие метеорологии предопределило возникновение сельскохозяйственной метеорологии. Крупнейшие русские ученые-агрономы А. Т. Болтов (1738-1833), И. М. Комов (1750-1792) вели систематические наблюдения за состоянием культурных растений и условиями погоды, изучали климатические условия страны.

Родиной агрометеорологии явилась Россия. Основоположниками агрометеорологии как науки были ученые Александр Иванович Воейков и Петр Иванович Броунов. А. И. Воейков впервые доказал возможность и необходимость применения знаний о климате в сельском хозяйстве. Он подробно описал взаимосвязь между климатом и растительностью, сделал важный вывод о значении снежного покрова как климатообразующего фактора, целесообразности проведения снегозадержания как агротехнического приема для улучшения условий влагообеспеченности и перезимовки озимых культур.

В 1885 г. А. И. Воейковым были организованы первые в России 12 агрометеорологических станций и разработана программа наблюдений на них.

П. И. Броунов сформулировал принципиальные основы методики агрометеорологических наблюдений. Ему принадлежит открытие закона о критических периодах в развитии растений, им выявлены критерии засушливости и вероятности наступления засушливых декад в европейской части России, выделены климатические и сельскохозяйственные районы России.

В 1897 г. по инициативе и при активном участии П. И. Броунова при Департаменте земледелия России было организовано Метеорологическое бюро – первое в стране и в мире научное агрометеорологическое учреждение. Его руководителем был назначен П. И. Броунов.

В 1932 г. в Ленинграде на базе созданного П. И. Броуновым отдела был организован Агрогидрометеорологический институт (АГМИ). В 1950-е гг. организуются региональные научно-исследовательские институты, в которых были созданы отделы агрометеорологических исследований.

В 1960-е гг. в Гидрометцентре СССР, региональных гидрометеорологических институтах разработаны и внедрены в оперативную практику методы агрометеорологических прогнозов урожая основных сельскохозяйственных культур, прогнозов перезимовки озимых культур (Е.С. Уланова, В.А. Моисейчик, Ю.И. Чирков и др.)

В 1977 г. в г. Обнинске была организована Всесоюзная главная физическая (ныне геофизическая) обсерватория сельскохозяйственной метеорологии (ВНИИСХМ).

В настоящее время ВНИИСХМ координирует все научно-исследовательские работы по агрометеорологии, ведет исследования в системе почва – растения – атмосфера.

Российская Федерация является членом Всемирной метеорологической организации (ВМО), учрежденной при Организации Объединенных Наций в 1950 г. Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет) принимает активное участие в работе ВМО, в том числе в деятельности Всемирной службы погоды (ВСП) и Комиссии по сельскохозяйственной метеорологии (КСХМ). Российские агрометеорологи вносят значительный вклад в развитие агрометеорологии, занимая в КСХМ ВМО позиции лидеров по ряду направлений этой науки.

Практическая работа 1. Время в агрометеорологии. Метеорологические сроки наблюдений

Используя данные таблицы П.2, выполнить задание.

Задание

Определить:

На первом пункте $\tau_{п1}$, $\tau_{в1}$, $\tau_{м1}$, $\tau_{о1}$.

На втором пункте $\tau_{д2}$, $\tau_{п2}$, $\tau_{в2}$, $\tau_{м2}$, $\tau_{о2}$.

Известно:

Долготы двух пунктов $\lambda_1 \lambda_2$.

Число, месяц, год.

Декретное время на 1-м пункте.

Исходные данные приведены в таблице П.2.

На сети гидрометеорологических станций пользуются истинным солнечным (τ_o), средним солнечным (τ_m), всемирным (гринвичским τ_v), поясным (τ_p) и декретным (τ_d) временем [2, 3].

Истинное солнечное время используется при установке гелиографа, прокладывании полуденной линии, обработке актинометрических наблюдений (наблюдения за солнечной радиацией). По среднему солнечному времени производятся актинометрические, градиентные и дополнительные агрометеорологические наблюдения. По декретному времени на всей сети станций синхронно производятся метеорологические наблюдения по восьми срокам за сутки. По декретному времени данного пояса ведутся наблюдения на постах, рассчитываются сроки измерения осадков, смены лент самописцев и т.д.

Разность между средним и истинным солнечным временем называется уравнением времени:

$$\tau_m - \tau_o = \Delta\tau.$$

Значения уравнения времени даны в таблице П.1. Уравнение времени позволяет вычислять истинное время по среднему солнечному времени и наоборот:

$$\tau_m = \tau_o + \Delta\tau; \tag{1.1}$$

$$\tau_o = \tau_m - \Delta\tau. \tag{1.2}$$

Каждый пункт на земле имеет собственное среднее солнечное время, зависящее от долготы пункта.

Для перевода угловых градусов в часы, минуты, секунды используют следующими соотношениями:

360°(угловых) соответствуют 24 часам;

15°(угловых) соответствуют 1 часу;

1°(угловой) соответствует 4 минутам;

15°(угловых) соответствуют 1 минуте;

1°(угловая) соответствует 4 секундам.

Вся поверхность земного шара разделена через 15° по географической долготы на 24 часовых пояса (от 0 до 23). Внутри каждого часового пояса часы показывают одно и то же поясное время, равное местному среднесолнечному времени географического меридиана, который проходит через середину данного часового пояса. При переходе от одного часового пояса к другому (на границе поясов) время (поясное, декретное) скачком изменяется на 1 час. За нулевой часовой пояс принят часовой пояс, меридиан которого совпадает с нулевым (гринвичским) меридианом.

Номер часового пояса можно определить по приведенной таблице 1.1 (или разделив долготу пункта на 15°).

Таблица 1.1 – Границы часовых поясов

Номер часового пояса	Западная граница пояса	Середина часового пояса	Восточная граница пояса
0-й-	7°30'	0°	
1-й	7°30'	15°	22°30'
2-й	22°30'	30°	37°30'
3-й	37°30'	45° ⁰	52°30'
4-й	52°30'	60° ⁰	67°30'
5-й	67°30'	75°	82°30'
6-й	82°30'	90°	97°30'
7-й	97°30'	105°	112°30'
8-й	112°30'	120°	127°30'
9-й	127°30'	135°	142°30'
10-й	142°30'	150°	157°30'
11-й	157°30'	165°	172°30'
12-й	172°30'	180°	187°30'

Для перехода от поясного времени к декретному и от декретного к поясному используются соотношениями:

$$\tau_d = \tau_n + 1 \text{ час}; \tau_n = \tau_d - 1 \text{ ч.} \quad (1.3)$$

Зная поясное или декретное время какого-нибудь пункта, можно определить его среднесолнечное время:

$$\tau_m = \tau_n + \Delta \text{ или } \tau_m = \tau_d + \Delta - 1, \quad (1.4)$$

где Δ – разность долгот (в часах, минутах, секундах) между средним меридианом данного пояса и меридианом данного пункта.

Величина Δ – положительная, если станция расположена восточнее среднего меридиана пояса, отрицательная, если станция находится западнее. Если известно всемирное время (τ_v), то по следующим соотношениям можно определить τ_n , τ_d :

$$\tau_n = \tau_v - N; \tau_d = \tau_v + N + 1, \quad (1.5)$$

где N – номер часового пояса.

Зная поясное или декретное время в одном пункте, можно определить декретное или поясное время в другом пункте, пользуясь следующими соотношениями:

$$\tau_{d1} - \tau_{d2} = N_1 - N_2; \tau_{n1} - \tau_{n2} = N_1 - N_2, \quad (1.6)$$

где N_1 – номер часового пояса 1-го пункта, N_2 – номер часового пояса 2-го пункта.

Вопросы для самоконтроля

1. Что изучает агрометеорология? Каковы ее основные задачи?
2. Что такое атмосфера? Какова ее высота?
3. Какие газы преобладают в составе атмосферного воздуха?
4. Какова роль водяного пара, озона и углекислого газа?
5. Каково вертикальное строение атмосферы?
6. Методы агрометеорологических исследований.
7. Основные этапы развития агрометеорологии.
8. Когда и где был организован Агрогидрометеорологический институт?
9. Когда создана Всемирная метеорологическая организация (ВМО)?
10. Какое время используется в агрометеорологии?

2 ЗЕМНАЯ АТМОСФЕРА КАК СРЕДА СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ПРОИЗВОДСТВА

2.1 Состав приземного слоя атмосферы и почвенного воздуха

Газовую оболочку земного шара, которая вращается вместе с ним, называют атмосферой. Она является средой обитания всех организмов (за исключением бактерий). Сложившаяся в результате эволюции Земли атмосфера под влиянием различных процессов, в том числе и вследствие фотосинтетической деятельности растений миллионы лет тому назад достигла в основном такого же состава, как в настоящее время. Между атмосферой и биосферой установилось природно-обусловленное динамическое равновесие. Поэтому человек и объекты сельскохозяйственного производства приспособлены к данному составу воздуха, которым они дышат и который необходим для их существования [1].

Смесь газов, составляющих атмосферу, называют воздухом, который состоит из азота (N_2), кислорода (O_2), аргона (Ar), углекислого газа (CO_2), и водяного пара (H_2O). Остальные газы содержатся в атмосфере в ничтожных количествах и их можно не учитывать при изучении физических свойств воздуха применительно к задачам агрометеорологии.

Состав сухого чистого воздуха нижних слоев атмосферы (табл. 2.1) постоянен для всей планеты. Это обусловлено непрерывным перемешиванием воздуха в вертикальном и горизонтальном направлениях. Только количество углекислого газа, озона и некоторых других газов несколько изменяется во времени и пространстве.

Таблица 2.1 – Состав сухого воздуха

Газ	Молярная масса г/моль	Содержание % объема	Плотность	
			Абсолютная г/м ³	По отношению к сухому воздуху
Азот	28,106	78,084	1250	0,967
Кислород	32,000	20,946	1429	1,105
Аргон	39,944	0,934	1786	1,379
Углекислый газ	44,010	0,033	1977	1,529
Неон	20,183	$18,18 \cdot 10^{-4}$	900	0,695
Гелий	4,003	$5,24 \cdot 10^{-4}$	178	0,138
Криптон	83,700	$1,14 \cdot 10^{-4}$	3736	2,868
Водород	2,016	$0,5 \cdot 10^{-4}$	90	0,070
Ксенон	131,300	$0,087 \cdot 10^{-4}$	5891	4,524
Озон	48,000		2140	1,624
Сухой воздух	28,966	100	1293	1,000

Кроме того, в атмосфере всегда присутствуют взвешенные твердые и жидкие частицы как природного происхождения (частицы почвенной пыли, морской соли, споры растений, капельки воды и др.), так и попавшие в атмосферу в результате хозяйственной деятельности человека (производственная пыль, частицы дыма и удобрений). Эти частицы называют аэрозолями.

В природе воздух также содержит воду в газообразном, жидком и твердом состояниях. Водяной пар поступает в атмосферу в результате испарения воды с земной поверхности и распространяется в атмосфере вследствие перемешивания воздуха. Влагосодержание атмосферы зависит от удаленности источников воды (океанов, морей, крупных внутренних водоемов), рельефа местности, особенностей атмосферной циркуляции, температуры воздуха, времени суток. Процентное содержание водяного пара в воздухе у земной поверхности может колебаться почти от 0% до 4% объема.

Состав почвенного воздуха качественно практически не отличается от состава наземного воздуха. Исключение составляют только болотистые почвы, в которых могут содержаться метан и сероводород, т.е. газы, отсутствующие в атмосфере. Однако газы, составляющие почвенный воздух, входят в него в несколько иных соотношениях, чем в наземном воздухе. Жизнедеятельность микроорганизмов и корней, а также процессы гниения и разложения органических веществ уменьшают запасы кислорода в почвенном воздухе и увеличивают количество углекислого газа.

Содержание N_2 , O_2 и CO_2 в почвенном воздухе непостоянно и зависит от типа почв, ее свойств, времени года, погодных условий, внесения органических удобрений и других факторов. Особенно большое влияние на состав почвенного воздуха оказывают влага и температура почвы. С увеличением влажности ухудшаются условия газообмена. Кроме того, от содержания влаги в почве и температуры зависит интенсивность биологических и биохимических процессов, а следовательно, потребление кислорода и продуцирование углекислого газа. В результате содержание углекислого газа в почвенном воздухе может достигать 1,0-1,2%, в заболоченных почвах – 6%, кислорода – ниже 20%, а содержание азота может колебаться от 78% до 87%.

Между атмосферой и почвой существует непрерывный воздухообмен – аэрация почвы, которая обусловлена в основном диффузией газов, а также действием ветра и колебаниями атмосферного давления. Интенсивность газообмена зависит и от структуры почвы. При

комковатой структуре аэрация почвы происходит интенсивнее, чем при пылевой. Все агротехнические приемы, направленные на рыхление почвы, способствуют ее аэрации, что улучшает условия деятельности корневой системы растений и почвенных бактерий.

2.2 Значение основных газов воздуха для биосферы

Из всех газов атмосферы наибольшее значение для биосферы и сельского хозяйства имеют азот, кислород, углекислый газ и водяной пар.

Азот – газ, преобладающий в атмосфере. Он имеет особое значение в почвенном питании растений. Свободный азот не усваивается растениями, но связывается некоторыми почвенными и клубеньковыми бактериями, что обогащает почву соединениями азота, легкоусвояемыми растениями. К числу растений, связывающих молекулярный азот при помощи клубеньковых бактерий, поселяющихся на их корнях, относятся бобовые культуры (горох, фасоль, клевер, люцерна и др.). За один вегетационный период они накапливают от 40 до 300 кг азота на 1 га. Кроме того, в почву в течение года вместе с осадками поступает около 5 кг азота на 1 га, что удовлетворяет потребность растений примерно на 1/10.

Почва служит основным источником азота для растений. При разложении растительных остатков органический азот переходит в минеральный азот, сначала в аммиак, а затем – в азотистую и азотную кислоту, которая в виде солей (селитры) является почти единственным продуктом азотного питания всех растений. Для улучшения почвенного питания растений минеральные и органические соединения азота вносят в почву в виде удобрений.

Кислород необходим для дыхания, разложения органического вещества, гниения и горения. При взаимодействии органических веществ с кислородом (окисление) в клетках живых организмов выделяется энергия, обеспечивающая жизнедеятельность растений и животных. Поэтому обогащение почвы кислородом, которое достигается при улучшении аэрации почвы, способствует деятельности почвенных бактерий, росту корневой системы и, следовательно, улучшению почвенного питания растений. Корнями древесных растений потребляется за сутки около 1 мг кислорода на каждый грамм растущих корней.

Особое значение в атмосфере имеет **озон**. Он находится в слое от поверхности земли до 70 км, максимальное количество озона на-

ходится в слое от 10-17 км до 50 км (в зависимости от широты и времени года). Этот слой атмосферы называют озоновым слоем или озоносферой. Плотность озона очень мала и при нормальном давлении 1013 гПа и при температуре воздуха 0°C составляет слой толщиной в 1–6 мм. Однако даже это малое количество озона имеет очень важное значение для жизни на Земле. Он поглощает жесткую ультрафиолетовую радиацию с длинами волн 0,22-0,29 мкм (с максимумом поглощения при длине волны 0,255). Благодаря этому на высотах 40-50 км температура воздуха возрастает до значений близких к нулю.

Жесткие ультрафиолетовые лучи обладают высокой биологической активностью: они убивают бактерии многих видов, являются губительными для живых организмов и растений. Считают, что жизнь на Земле смогла развиваться, когда возник достаточно мощный озоновый щит, предохраняющий ее от губительного действия ультрафиолетовой радиации Солнца. Нарушение существующего равновесия в озоносфере влияет на распределение потоков ультрафиолетовой радиации на различных высотах атмосферы. Это может привести к изменению температуры и общей циркуляции, оказать действие на тепловой баланс всей атмосферы, т.е. повлечь за собой определенные изменения погоды и климата.

В середине 1985 г. появились первые сообщения о снижении суммарного озона в Антарктиде. Содержание озона уменьшилось почти на 40% от его минимального содержания в околополюсной зоне и примерно на 20% от его содержания в зоне 50-60° ю.ш. Такое уменьшение озона в атмосфере послужило появлению так называемых *озоновых дыр*.

Озоновый слой разрушается от промышленного загрязнения стратосферы аэрозолями и газами, поглощающими солнечное излучение, в результате чего образуются интенсивные восходящие потоки воздушных масс. Кроме того, открытие и интенсивное применение в промышленности аэрозольных смесей-фреонов, которые безобидны в приземных слоях атмосферы, но в верхних слоях под воздействием ультрафиолета способны распадаться и выделять хлор, который очень активно разрушает озон.

Для спасения озонового слоя планеты под эгидой ВМО разрабатываются проекты по выработке промышленного озона и доставке его в стратосферу и замене фреона на другие составляющие.

Углекислый газ – тяжелый газ, скапливающийся в нижних слоях атмосферы у поверхности земли. Его значение в физиологических

процессах растений огромно. Он является источником воздушного питания растений: зеленые растения при помощи световой энергии создают в процессе фотосинтеза из углекислого газа и воды органическое вещество. Углекислый газ имеет также большое значение для теплового баланса Земли, уменьшая ее охлаждение. Он способен задерживать земное излучение, тем самым повышая температуру у земной поверхности.

Водяной пар – важное звено круговорота воды в природе. Он обуславливает образование облаков и выпадение осадков, влияет на интенсивность испарения растительного покрова, участвует в создании оранжерейного эффекта. Водяной пар влияет на прозрачность атмосферы и ее радиационный режим и поглощает различные загрязняющие вещества. Таким образом, от влагосодержания атмосферы зависят климатические условия и водный режим Земли.

2.3 Загрязнение атмосферного воздуха и меры борьбы с ним

Высокая концентрация промышленного производства в отдельных районах земного шара и быстрое увеличение объемов сжигаемого топлива привели к выбросу в атмосферу значительных количеств тепла, углекислого газа, тяжелых металлов и их соединений и других загрязняющих веществ.

Загрязняющие вещества делят на три группы: газообразные, тяжелые металлы, органические вещества.

В первую группу загрязняющих веществ входят сернистый газ, окислы азота, окись углерода, фториды, хлор, сероводород, озон, пыль. Существенное значение в общем загрязнении атмосферы этими веществами принадлежит автотранспорту.

В составе выхлопных газов обнаружено около 1200 компонентов. Из них около 200 веществ можно определить количественно. Основные из них – окись углерода, окислы азота, углеводороды, сернистые соединения, сажа и др. При сжигании 1 т бензина выделяется 500-800 кг вредных веществ. По данным Росгидромета России, доля автомобильных выбросов по стране составляет около 30%, в США – 65%.

Ко второй группе относится несколько десятков химических элементов. Основную опасность составляют ртуть, свинец, олово, никель, цинк, мышьяк и др.

Главный источник поступления этих элементов в атмосферу – сжигание ископаемого топлива (угля, нефти и т.п.)

Третья группа – органические вещества антропогенного происхождения (углеводы нефти, пестициды, хлорорганические соединения и др.).

В результате атмосферных и наземных ядерных и термоядерных взрывов и аварий реакторов на атомных электростанциях в атмосферу поступает огромное количество различных радиоактивных веществ, которые переносятся воздушными потоками и сохраняются в атмосфере на протяжении десятилетий, причем пока еще не найдены способы искусственного удаления радиоактивных продуктов из атмосферы.

Загрязняющие вещества распространяются в пространстве неравномерно, концентрация их в местах выбросов нередко превышает предельно допустимую концентрацию (ПДК). Однако и на значительном удалении от источников загрязнения они не могут быть рассеяны до такой степени, чтобы стать безвредными для населения и природы. Загрязнение в ряде городов мира приводит к возникновению смога. Он бывает двух типов:

1. Дымный туман – смесь тумана и продуктов неполного сгорания или отходов химического производства, в той или иной степени вредных для здоровья людей.

2. Едкие газы, пары и аэрозоли повышенной концентрации без тумана. Особое значение имеют в этом случае выбросы выхлопных газов автомобилей и последующие фотохимические реакции. Интенсивный и длительный смог может стать причиной повышения смертности, особенно среди людей, страдающих заболеваниями сердца и дыхательных путей.

Воздействие загрязняющих веществ на растения и животных еще мало изучено, хотя многие отрицательные влияния их не вызывают сомнений. Сернистый ангидрид повреждает зеленые части растений, поэтому подавляет фотосинтез. При больших концентрациях сернистого ангидрида в воздухе довольно быстро развивается некроз листьев, задерживается или полностью прекращается рост растений. Значительно повреждают растения окислы азота, фториды, хлориды и т.д. По данным ВМО, в США ущерб, наносимый загрязняющими веществами сельскохозяйственным культурам, ежегодно составляет 85 млн долларов.

В связи с этим важной задачей научных исследований ВМО являются изучение и прогнозирование интенсивности и направленности изменений в природной среде в целях разработки мероприятий по ра-

циональному использованию природных ресурсов. Источником информации для этих целей служит глобальная система мониторинга (контроля) окружающей среды, задача которой – постоянное наблюдение за элементами природной среды по единой программе на локальном, региональном и глобальном уровнях.

Все экономически развитые государства мира участвуют в борьбе с загрязнением атмосферного воздуха. В России принят закон об охране атмосферного воздуха, разработаны нормативы предельно допустимых выбросов загрязняющих веществ, ведутся работы по предотвращению и уменьшению загрязнения воздуха. Снижению загрязнения способствовали строительство пылегазоочистных установок, перевод ТЭЦ на газовое топливо, централизация мелких котельных, вывод промышленных предприятий за черту города и т.д.

Одно из эффективных мероприятий по охране атмосферного бассейна и борьбе с загрязнением воздуха – озеленение крупных промышленных городов. Известно, что 1 га древесных насаждений за год очищает от углекислого газа и вредных примесей 18 млн м³ воздуха и отфильтровывает 70 т пыли. Одно дерево с площадью кроны 25 м² в сутки выделяет столько кислорода, сколько необходимо для дыхания одного взрослого человека, а 1 га насаждений за 1 ч – количество кислорода, которое за это время потребляет 200 человек.

2.4 Строение атмосферы

До начала XX в. метеорологи считали всю атмосферу более или менее однородной. В частности они были убеждены в том, что температура воздуха в атмосфере равномерно убывает с высотой. Лишь в начале XX в. было установлено, что в вертикальном направлении атмосферу можно представить состоящей из нескольких концентрических слоев, отличающихся один от другого по температурным и иным условиям.

В вертикальном направлении атмосферу подразделяют на пять основных слоев: тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу и экзосферу, различающихся по температурным и иным характеристикам.

Между ними находятся переходные слои, называемые паузами: тропопауза, стратопауза и др.

Тропосфера – нижний слой атмосферы, простирающийся от поверхности земли до высоты 8-10 км в полярных областях и до 15-18 км в зоне экватора. Температура воздуха в тропосфере умень-

шается в среднем на $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м, плотность воздуха от 1200 до 400 г/м^3 .

В этом слое идет непрерывное, интенсивное перемешивание, как по горизонтали, так и по вертикали. В тропосфере сконцентрировано 75% всей массы воздуха, основное количество водяного пара и мельчайших частиц примесей, в результате чего здесь образуются облака, дающие осадки, возникают грозы и другие атмосферные явления. Поэтому тропосферу часто называют «кухней» погоды.

Самый нижний слой тропосферы – приземный, высота которого составляет несколько десятков метров, имеет особенно большое значение для сельского хозяйства. В этом слое находятся посевы и насаждения, пастбища, обитают животные. Поэтому для правильного решения многих практических задач сельскохозяйственного производства необходимо знать атмосферные процессы, происходящие именно в приземном слое тропосферы.

Стратосфера располагается над тропосферой до высоты 50-55 км. Для этого слоя характерны слабые воздушные потоки, малое количество облаков и постоянство температуры ($-26-60^{\circ}\text{C}$) до высоты примерно 25 км. Далее температура начинает повышаться и на уровне стратоспаузы достигает положительных значений. В стратосфере содержится менее 20% воздуха атмосферы, а его плотность к стратоспаузе уменьшается примерно до $8\cdot 10^{-1}\text{ г/м}^3$.

В стратосфере солнечные лучи интенсивно взаимодействуют с молекулами кислорода. В результате часть молекул распадается и образует озон. Область повышенной концентрации озона образует озоносферу.

Водяного пара в стратосфере – ничтожно мало. Однако в полярных широтах на высотах 20-25 км наблюдают иногда очень тонкие, так называемые перламутровые облака. Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются Солнцем, находящимся под горизонтом.

Мезосфера – слой, в котором температура с высотой вновь начинает понижаться, достигая на верхней границе мезоспаузы (80-95 км) $85-95^{\circ}\text{C}$.

Воздуха здесь содержится всего 5% всей массы атмосферы, а плотность его на уровне мезоспаузы составляет около $2\cdot 10^{-2}\text{ г/м}^3$. На верхней границе мезоспаузы наблюдаются особого рода серебристые облака, также видимые только в ночное время.

В термосфере, которая расположена в промежутке 90-450 км, температура опять начинает повышаться. На высоте 200-250 км в годы активного Солнца она достигает 1600°C. Эта температура характеризует лишь кинетическую энергию движения молекул газов. Космические корабли и искусственные спутники Земли, находящиеся в термосфере, не испытывают воздействия столь высокой температуры вследствие очень высокой разреженности воздуха.

Молекулы воздуха в термосфере электрически заряжены, и атмосфера становится электропроводной. Ионизация воздуха происходит под воздействием ультрафиолетовой радиации Солнца, поэтому термосферу также называют ионосферой. В термосфере происходят полярные сияния, сгорают метеориты.

Экзосфера – самый верхний слой атмосферы. Плотность воздуха в ней настолько мала, что понятие «температура» здесь теряет смысл. По теоретическим расчетам, температура в этом слое превышает 9000°C. Слой экзосферы распространяется до высоты 2000-3000 км, постепенно переходя в космос.

2.5 Методы исследования атмосферы

Нижние слои атмосферы изучают по наблюдениям сети метеорологических станций, а также наблюдений, производящих с помощью приборов, установленных на высоких башнях (Эйфелева башня в Париже, 300-метровая метеорологическая высотная башня в г. Обнинске, 533-метровая Останкинская телевизионная башня в Москве и др.).

Для исследования высоких слоев атмосферы в XVIII в. стали использовать аэростаты. В конце XIX в. с целью исследования атмосферы начали применять шары-зонды. Такие шары поднимались до высоты 15-30 км. Для определения направления и скорости ветра на различных высотах пользуются шарами-пилотами.

Более высокие слои атмосферы исследуют с помощью метеорологических и геофизических ракет. Возможности изучения высоких слоев атмосферы и граничащего с ними космического пространства значительно расширились с началом запусков искусственных спутников Земли (ИСЗ). Первый спутник был запущен в СССР 4 октября 1957 г. на высоту около 990 км. Для этой цели используют космические корабли и орбитальные станции.

Космические системы наблюдений за планетой «Земля»: Гидрометеорологическая система «Метеор»; Океанографическая сис-

тема «Океан»; Природно-ресурсная система «Ресурс»; Международная орбитальная станция «Мир». Полученная информация используется для научных исследований, а также для практических целей: составления прогноза погоды, предупреждения об опасных явлениях, анализа распределения льдов в Мировом океане, определения границы снежного покрова и др.

Для сельского хозяйства наблюдения со спутников дают информацию о запасе воды в снеге, температуре подстилающей поверхности, равномерности распределения растительного покрова и его фитомассе на пастбищах, степени повреждения посевов, ожидаемом урожае культур.

2.6. Атмосферное давление

Изменение давления с высотой. Атмосферное давление – сила, с которой давит на единицу земной поверхности столб воздуха, простирающийся от поверхности земли до верхней границы атмосферы.

Атмосферное давление было измерено впервые в XVII столетии итальянцем Торричелли (1608-1647) и немцем Герице (1602-1682), которые изобрели жидкостные барометры, водяной и ртутный. Долгое время давление измеряли в миллиметрах ртутного столба, в 1930 г. для измерения давления была введена новая единица давления – бар, в практике использовали тысячную долю бара – миллибар. С 1980 г. в качестве международной единицы (СИ) для измерения атмосферного давления принят паскаль ($\text{ПА} = \text{Н}/\text{м}^2$). На практике используют гектопаскаль (гПа): $1 \text{ гПа} = 100 \text{ ПА}$; $1 \text{ гПа} = 1 \text{ мб} = 0,75 \text{ мм рт. ст.}$; $1 \text{ мм рт. ст.} = 1,33 \text{ мб} = 1,33 \text{ гПа}$.

Высота ртутного столба в барометре зависит не только от давления, но и от температуры ртути, ускорения свободного падения в точке наблюдения, от широты места. Поэтому показания ртутного барометра приводят к одинаковым условиям: одной температуре, уровню моря и широте 45° , где ускорение свободного падения составляет $980,6 \text{ см}/\text{с}^2$. При этих условиях давление, равное 760 мм. рт. ст., называют нормальным атмосферным давлением.

Давление воздуха с высотой уменьшается, так как на каждую более высоко расположенную поверхность давит меньший вес атмосферы. В нижнем слое атмосферы уменьшение давления выражается уравнением статики:

$$P = - g H, \tag{2.1}$$

где P – плотность воздуха, $\text{кг}/\text{м}^3$;

g – ускорение свободного падения, м/с^2 ;

H – превышение одного пункта над другим.

Превышение одного пункта над другим вычисляют по формуле Бабинне в приземном слое:

$$H = \frac{g \cdot \alpha \cdot (t_0 + t) \cdot (P_0 + P)}{2 \cdot P_0 \cdot P}, \quad (2.2)$$

где H – разность высот этих уровней или превышение одного пункта над другим, м;

P_0, P – давление воздуха соответственно на верхнем и нижнем уровнях, гПа;

α – коэффициент объемного расширения воздуха, $\alpha = 0,0041/^\circ\text{C}$;

t_0, t – температура воздуха на нижнем и верхнем уровнях.

Изменение давления с высотой характеризуется барической (барометрической) ступенью – расстоянием (h), м, по вертикали, на котором давление меняется на 1 гПа. Определяют барическую ступень по формуле Бабинне

$$h = \frac{8000 \cdot t}{P},$$

где t и p – соответственно температура и давление воздуха в точке, для которой вычисляют барическую ступень h .

Атмосферное давление с помощью формулы приводят к уровню моря:

$$P_m = P_{\text{ст}} + H : h, \quad (2.3)$$

где $P_{\text{ст}}$ – давление на метеостанции, ГПа; H – высота станции над уровнем моря, м; h – барическая ступень, гПа на 1 м.

Приведенное давление передают в центр гидрометеорологической службы, где его значение наносят на синоптическую карту.

Практическая работа 2. Приведение атмосферного давления к единым условиям: температуре 0°C , широте места 45° , уровню моря

Задание

1. Изучить этот раздел и по исходным данным таблицы П.3 выполнить задание.

2. Привести показания барометра к единым условиям: определить поправки на температуру:

- на силу тяжести и широту места;
- уточнить атмосферное давление на метеорологической станции.

За нормальное атмосферное давление принимается такое, которое равно давлению ртутного столба высотой 760 мм при температуре 0°C на широте 45° и на уровне моря на площадь 1 см².

Единицы измерения: миллиметры ртутного столба (мм рт. ст.), миллибары (мб) или гектопаскали (гПа).

1 мм рт. ст. = 1,33 мб.

1 мб = 0,75 мм рт. ст.

Давление, равное 1000 мб, принято называть стандартным.

Поправки к отсчету барометров. Для сравнения наблюдений за атмосферным давлением при различных температурах показания барометров приводят к 0°C. С этой целью вводят температурную поправку, которая находится по формуле

$$P_o = P_t [1 - (\alpha - \beta) t], \quad (2.4)$$

где P_o и P_t – высоты ртутного столба при температуре 0°C и t °C;

α – коэффициент расширения ртути, равный 0.000181;

β – коэффициент расширения латуни, равный 0.000018.

Показания барометра зависят от силы тяжести, которая изменяется в зависимости от широты и высоты места наблюдений [4].

В метеорологии принято приводить показания барометра к показаниям на широте места 45°. Это приведение выполняется по формуле

$$P_{45} = P_o (1 - 0,0026 - \cos 2\varphi), \quad (2.5)$$

где P_{45} и P_o – высоты ртутного столба в барометре на широте данного пункта и широте 45°.

Пользуясь этой формулой, можно определить поправку на силу тяжести в зависимости от широты места. Если барометр расположен на широте больше 45°, поправка вводится с плюсом, если меньше 45°, то с минусом.

Поправка на силу тяжести в зависимости от высоты места наблюдений вычисляется по формуле

$$P_{00} = P_{45} (1 - 0,00000314h), \quad (2.6)$$

где P_{00} и P_{45} – показания барометра на уровне моря и на высоте h .

Если станция находится выше уровня моря, поправка будет отрицательной, а если ниже – положительной. Указанная формула пригодна для вычисления поправки в отдельных точках свободной атмосферы. Если станция находится на горе, то пользуются другой формулой

$$P_{00} = P_{45} (1 - 0,000000196h). \quad (2.7)$$

На метеорологической станции барометр находится постоянно на одном месте, поэтому инструментальная поправка объединяется с поправкой на силу тяжести. Эта комплексная поправка называется постоянной. Таким образом, наблюдателю приходится вводить к отсчетам барометра постоянную поправку и поправку на температуру.

2.7 Распределение атмосферного давления по горизонтали

Изобары и барические системы. Вследствие неравномерного нагревания земной поверхности горизонтальное распределение атмосферного давления в один и тот же момент времени в разных точках неодинаково. Линии, соединяющие точки с одинаковым атмосферным давлением, называются изобарами. С помощью изобар на географических картах выделяют области пониженного и повышенного атмосферного давления, которые принято называть барическими системами. Основные виды барических систем – циклоны и антициклоны. Циклоны представляют собой область замкнутых, концентрических изобар с самым низким давлением в центре, а антициклоны – области замкнутых, концентрических изобар с самым высоким давлением в центре. В циклонах горизонтальный градиент давления направлен от периферии к центру, и движение воздуха осуществляется против часовой стрелки. А в антициклонах градиент давления направлен от центра к периферии, и воздух движется по часовой стрелке.

Кроме циклонов и антициклонов часто встречаются барические системы с незамкнутыми изобарами, которые называются ложбинами и гребнями. Ложбина – полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления, а гребень – полоса повышенного давления между двумя областями пониженного давления.

2.8 Ветер и воздушные течения в атмосфере

Ветром называется горизонтальное перемещение воздуха относительно земной поверхности. Причиной возникновения ветра является сила горизонтального градиента давления, который всегда направлен от высокого давления к низкому давлению. Ветер характеризуется скоростью и направлением. Скорость ветра обычно выражается в м/сек и зависит от величины горизонтального градиента давления. Чем больше разность давления, тем больше скорость ветра. На-

правление ветра определяется географическим румбом той точки горизонта, откуда он дует. При его измерении используется 16 румбов (8 основных и 8 промежуточных): С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ. Международные обозначения: N – норд (север), E – ост (восток), S – зюйд (юг), W – вест (запад). Важнейшими силами, влияющими на движение воздуха, являются сила горизонтального градиента давления (градиентная сила), отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) и сила трения. Взаимодействие этих сил определяет закономерности движения воздуха в данных условиях, в том числе скорость и направление ветра. Воздушными течениями называются системы ветров над более или менее обширными пространствами, захватывающие значительную толщу атмосферы и обладающие определенной устойчивостью во времени. К основным воздушным течениям относятся пассаты, муссоны, воздушные течения в циклонах и антициклонах, струйные течения, наблюдающиеся в высоких слоях атмосферы и местные ветры (фёны, бризы, бора, горно-долинные ветры и т.д.). Сложная и непрерывно меняющаяся во времени и пространстве система крупномасштабных воздушных течений над земным шаром называется общей циркуляцией атмосферы.

2.9 Приборы для измерения атмосферного давления

Атмосферное давление измеряют барометром. Стационарный ртутный чашечный барометр используют на постоянных наземных метеорологических станциях. В нем атмосферное давление уравнивается весом столба ртути в вертикальной стеклянной трубке, помещенной в металлическую оправу. По высоте столба ртути и определяют давление воздуха в миллиметрах или миллибарах. Барометр помещают в специальный шкаф, находящийся вдали от обогревательных систем, окон и дверей [1].

Барометр (анероид БАММ-1) имеет принцип действия, основанный на деформации мембранных коробок под действием атмосферного давления. Барометры-анероиды широко применяются в полевых условиях, на судах, в авиации, так как габариты их небольшие, они просты в обращении и удобны при транспортировке. Анероиды также используют для проведения барометрического нивелирования.

Барограф М-22А предназначен для непрерывной регистрации атмосферного давления. Приемная часть барографа состоит из нескольких анероидных коробок. Регистрирующей частью прибора яв-

ляется барабан (с часовым механизмом внутри) с лентой, на которой записывается давление в течение суток или недели.

Вопросы для самоконтроля

1. Состав сухого воздуха.
2. Значение азота, кислорода, углекислого газа и водяного пара для биосферы.
3. Загрязнение атмосферного воздуха.
4. Меры борьбы с загрязнением атмосферного воздуха.
5. Строение атмосферы.
6. Атмосферное давление.
7. Как распределяется атмосферное давление по горизонтали? Как оно изменяется с высотой? Вертикальный градиент.
8. Что такое изобары и барическая ступень и барические системы?
9. Что такое ветер и воздушные течения в атмосфере?
10. Что называется общей циркуляцией атмосферы?

3 ЛУЧИСТАЯ ЭНЕРГИЯ

3.1 Потоки лучистой энергии

В актинометрии лучистую энергию принято разделять на потоки: прямая солнечная радиация, рассеянная солнечная радиация, отраженная солнечная радиация, суммарная солнечная радиация, собственное излучение Земли, встречное излучение атмосферы.

Количественно лучистая энергия характеризуется **потоком радиации**, поступающей в единицу времени на единицу поверхности. Величину, характеризующую мощность потока лучистой энергии, называют **интенсивностью радиации**. В международной системе (СИ) интенсивность потока радиации выражают в Вт/м²: (1 кал/см² мин = 698 Вт/ м²). На практике обычно используют данные не мгновенных значений потоков за секунду, а суммы радиации за какой-либо период: декаду, месяц, вегетационный период и т.д. Суммы выражают в Дж/(м²ч), Дж/(м²сут), Дж/(м²мес), и т.д. (1 кал /см² = 4,19·10⁴ Дж/м²).

3.1.1 Прямая солнечная радиация

Радиацию, поступающую на верхнюю границу атмосферы и затем на земную поверхность непосредственно от Солнца в виде пучка параллельных лучей, называют прямой солнечной радиацией. Прямая солнечная радиация, поступающая на верхнюю границу атмосферы, изменяется во времени в небольших пределах, поэтому ее называют солнечной постоянной (S_0). Она составляет около 1400 Вт/ м².

При прохождении потока прямой солнечной радиации через атмосферу происходит его ослабление, вызванное поглощением (около 15%) и рассеянием (около 25%) энергии газами, аэрозолями, облаками.

Земля и атмосфера, как и солнце, непрерывно излучают невидимую инфракрасную радиацию. Излучение Земли почти полностью поглощается атмосферой.

Атмосферное излучение. Часть излучения атмосферы, направленная к Земле, называется встречным излучением атмосферы.

Часть атмосферного излучения, направленная вверх, прошедшая через всю толщу атмосферы и уходящая в мировое пространство, называется уходящим излучением атмосферы.

Земная и атмосферная радиация, как и солнечная, частично поглощается и отражается атмосферой. Все перечисленные потоки лучистой энергии отличаются друг от друга по спектральному составу, т.е. длинам волн.

В метеорологии принято рассматривать радиацию коротковолновую (0,1-4,0 мкм) и длинноволновую (4-120 мкм).

Солнечная радиация является коротковолновой, радиация земной поверхности и атмосферы – длинноволновой.

Ослабление солнечной радиации зависит:

- от высоты Солнца над горизонтом Земли: ослабление тем больше, чем больше расстояние проходит солнечный луч, когда солнце находится у горизонта, луч проходит в атмосфере путь, почти в 35 раз больший, чем при падении лучей под углом 90^0 к поверхности Земли;

- прозрачности атмосферы $P = S_1 : S_0$, где P – коэффициент прозрачности, S_1 – поток прямой радиации у поверхности Земли, S_0 – поток прямой радиации на границе атмосферы;

- мутности атмосферы $K_m = K_0 + d + w$, где K_m – коэффициент мутности; K_0 – коэффициент молекулярного ослабления; d – коэффициент ослабления аэрозолями; w – коэффициент ослабления водяным паром. В умеренных широтах $w = 3$, в Арктике $w = 2$, в тропиках $w = 3,5$.

3.1.2 Рассеянная солнечная радиация

Часть солнечной радиации, которая после рассеяния атмосферой и отражения от облаков поступает на земную поверхность, называют рассеянной солнечной радиацией (D). Чем выше Солнце и больше загрязненность атмосферы, тем больше приход рассеянной радиации. Зависимость рассеянной радиации от облачности – сложная, определяется видом и количеством облаков, их вертикальной мощностью и оптическими свойствами.

Интенсивность потока рассеянной радиации обычно меньше, чем прямой, но значение ее велико. Например, на земной поверхности светло, даже если Солнце закрыто облаками. С рассеянной радиацией связаны утренние и вечерние сумерки, когда Солнце находится под горизонтом, и таким образом увеличивается продолжительность дня. Рассеянная радиация имеет и биологическое значение.

Средние многолетние годовые суммы рассеянной радиации на территории нашей страны составляют 160-210 МДж/м².

3.1.3 Суммарная солнечная радиация

Прямая солнечная радиация, приходящая на горизонтальную поверхность, и рассеянная солнечная радиация вместе составляют суммарную радиацию

$$Q = S' + D. \quad (3.1)$$

Законы излучения

Закон Кирхгофа, Стефана-Больцмана, Вина. Каждое тело в природе является источником лучистой энергии.

Излучательной способностью тела называется количество энергии определенной длины волны, испускаемое в единицу времени с единицы поверхности. Излучательная способность обозначается E .

Тело, поглощающее всю падающую на него лучистую энергию, называется **абсолютно черным**. В природе таких тел не существует, но для коротковолновой радиации к абсолютно черному телу близка сажа и платиновая чернь, для инфракрасного излучения (земного излучения) – чистый снег.

Тело, отражающее всю падающую на него лучистую энергию, называют **зеркальным**. В природе таких тел не существует, для коротковолновой радиации к такому телу близок чистый белый снег.

Отраженная солнечная радиация

Альбедо. Суммарная радиация, дошедшая до земной поверхности, частично отражаясь от нее, создает отраженную *солнечную радиацию* (R_K), направленную от земной поверхности в атмосферу. Значение отраженной радиации в значительной степени зависит от свойств и состояния отражающей поверхности: цвета, шероховатости, влажности и др. Отражательную способность любой поверхности можно характеризовать величиной ее альбедо (A_K), под которым понимают отношение отраженной солнечной радиации к суммарной. Альбедо обычно выражают в процентах:

$$A_K = (R_K : Q) \cdot 100\%. \quad (3.2)$$

Наблюдения показывают, что альбедо различных поверхностей изменяется в сравнительно узких пределах (10-30%), исключение составляют снег и вода (табл. 3.1).

Альбедо зависит от влажности почвы, с возрастанием которой оно уменьшается, что имеет большое значение в процессе изменения теплового режима орошаемых полей. Вследствие уменьшения альбедо при увлажнении почвы увеличивается поглощаемая радиация. Альбедо различных поверхностей имеет хорошо выраженный днев-

ной и годовой ход, обусловленный зависимостью альбеда от высоты Солнца. Наименьшее значение альбеда наблюдают в около-полуденные часы, а в течение года – летом.

Таблица 3.1 – Альбеда различных естественных поверхностей*
(по Гаевскому В. Л. и Будыко М. И.), процент

Влажный снег	60-70	Картофельное поле	15-25
Чернозем влажный	Около 8	Хлопковое поле	20-25
Чернозем сухой	Около 15	Луг	15-25
Сухая глинистая почва	20-35	Лиственный лес летом	15-20
Сухая песчаная почва	25-45	Сухая степь	20-30
Свежая зеленая трава	Около 25	-	-

*Собственное излучение Земли и встречное излучение атмосферы.

Эффективное излучение. Земная поверхность как физическое тело, имеющее температуру выше абсолютного нуля (-273°C), является источником излучения, которое называют *собственным излучением Земли* (E_3). Оно направлено в атмосферу и почти полностью поглощается водяным паром, капельками воды и углекислым газом, содержащимися в воздухе. Излучение Земли зависит от температуры ее поверхности:

$$E_3 = \delta \sigma T^4, \quad (3.3)$$

где δ – относительная излучательная способность земной поверхности.

Для чернозема δ равно 0,87, для песка – 0,89, для луга – 0,94, для воды – 0,96; σ – постоянная Стефана-Больцмана, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \text{ К}^4)$; T – абсолютная температура поверхности, К.

Атмосфера поглощает небольшое количество солнечной радиации и практически всю энергию, излучаемую земной поверхностью. Количество энергии, излучаемое атмосферой, прямо пропорционально ее температуре, содержанию углекислого газа, озона и облачности.

Поверхность Земли поглощает это встречное излучение почти целиком (на 90-99%). Таким образом, оно является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощаемой солнечной радиации. Это влияние атмосферы на тепловой режим Земли называют *парниковым*, или *оранжерейным*, *эффектом*, вследствие внешней аналогии с действием стекол в парниках и оранжереях. Стекло хорошо пропускает солнечные лучи, нагревающие почву и

растения, но задерживает тепловое излучение нагретой почвы и растений.

Разность между собственным излучением поверхности Земли и встречным излучением атмосферы называют *эффективным излучением*. Его определяют по формуле

$$E_{\text{эф}} = E_z - E_a. \quad (3.4)$$

В ясные и малооблачные ночи эффективное излучение гораздо больше, чем в пасмурные, поэтому больше и ночное охлаждение земной поверхности. Днем оно перекрывается поглощенной суммарной радиацией, вследствие чего температура поверхности повышается. При этом растет и эффективное излучение. Земная поверхность в средних широтах теряет за счет эффективного излучения $70-140 \text{ Вт/м}^2$, что составляет примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощения солнечной радиации.

3.2 Радиационный баланс земной поверхности

Разность между приходящими и уходящими потоками лучистой энергии называют *радиационным балансом земной поверхности (В)*.

Приходная часть радиационного баланса земной поверхности днем состоит из прямой солнечной и рассеянной радиации, а также излучения атмосферы. Расходной частью баланса являются излучение земной поверхности и отраженная солнечная радиация:

$$B = S' + D + E_a - E_z - RK. \quad (3.5)$$

Уравнение можно записать и в другом виде:

$$B = Q - RK - E_{\text{эф}}. \quad (3.6)$$

Для ночного времени уравнение радиационного баланса имеет следующий вид:

$$B = E_a - E_z \text{ или } B = - E_{\text{эф}}. \quad (3.7)$$

Если приход радиации больше, чем расход, то радиационный баланс – положительный, и деятельная поверхность нагревается. При отрицательном балансе она охлаждается. Летом радиационный баланс днем – положительный, а ночью – отрицательный. Переход через ноль происходит утром примерно через 1 ч после восхода Солнца, а вечером за 1-2 ч до захода Солнца.

Годовой радиационный баланс в районах, где устанавливается устойчивый снежный покров, в холодное время года имеет отрицательные значения, а в теплое время года – положительные.

Изменчивость средних многолетних годовых сумм радиационного баланса на территории России, как и суммарной радиации, носит

в целом широтный характер. В высоких широтах радиационный баланс суши в среднем близок к нулю, а на юге достигает 1500-1700 МДж/(м² год).

Радиационный баланс земной поверхности существенно влияет на распределение температуры в почве и приземном слое атмосферы, а также на процессы испарения и снеготаяния, образование туманов и заморозков, изменение свойств воздушных масс (их трансформацию).

Знание радиационного режима сельскохозяйственных угодий позволяет рассчитывать количество радиации, поглощенной посевами и почвой в зависимости от высоты Солнца, структуры посева, фазы развития растений. Данные о режиме необходимы и для оценки разных приемов регулирования температуры и влажности почвы, испарения, от которых зависят рост и развитие растений, формирование урожая, его количество и качество.

Эффективными агрономическими приемами воздействия на радиационный и на тепловой режим деятельной поверхности является *мульчирование* (покрытие почвы тонким слоем торфяной крошки, перепревшим навозом, древесными опилками и др.), укрытие почвы полиэтиленовой пленкой, орошение. Все это изменяет отражательную и поглощательную способность деятельной поверхности.

Вопросы для самоконтроля

1. Потоки лучистой энергии.
2. Земное излучение.
3. Атмосферное излучение.
4. Рассеянная радиация.
5. Суммарная радиация.
6. Законы излучения.
7. Альбедо, эффективное излучение.
8. Радиационный баланс земля-атмосфера.
9. Годовой радиационный баланс.
10. Радиационного режима сельскохозяйственных угодий.

3.3 Потоки солнечной радиации, анализ результатов актинометрических измерений, графики суточного хода

На метеорологических станциях определяют прямую радиацию (S), рассеянную радиацию (D), суммарную радиацию (Q), отраженную радиацию (A) и радиационный баланс ($B_{д.с.}$), продолжительность солнечной радиации [4].

Агрометеорологическая оценка солнечной радиации требует дифференцированного учета всех видов радиации, а именно: прямой, рассеянной, суммарной солнечной радиации. По существу необходим учет радиационного баланса, определяющего условия обеспеченности биологических процессов теплом и светом:

1. Изучение устройства и принципа работы приборов, измеряющих прямую, рассеянную, суммарную, отраженную радиацию, эффективное излучение Земли, радиационный баланс земной поверхности.

2. Построение графика суточного хода величин некоторых составляющих радиационного баланса.

3. Анализ радиационного режима заданного пункта за сутки.

3.4 Актинометрические приборы

Приборы, измеряющие солнечную радиацию, делятся на абсолютные и относительные [5].

Приборы, изучающие характеристики солнечной, земной и атмосферной радиации, называются актинометрическими. Современные актинометрические приборы бывают:

- абсолютными (пиргелиометр, гелиограф), которые позволяют получать сведения о прямой солнечной радиации в калориях и продолжительности солнечного сияния в часах;

- относительными (все остальные приборы), с помощью которых можно получать лишь относительные значения радиации, которые затем необходимо переводить в абсолютные величины.

В связи с этим необходимо знать, почему почти все приборы работают с гальванометром и как переводить его показания в количество измеряемой радиации.

При изучении устройства актинометрических приборов не следует вдаваться в технические подробности, а уделить основное внимание наиболее важным частям приборов, их устройству, назначению, принципу действия, порядку считывания показаний. При выполнении этой работы необходимо схематически изобразить весь прибор или нарисовать наиболее важные его детали. Весь внешний вид прибора перерисовывать не обязательно. Для облегчения работы приводятся рисунки приборов с указанием их основных частей.

Пиргелиометр компенсационный

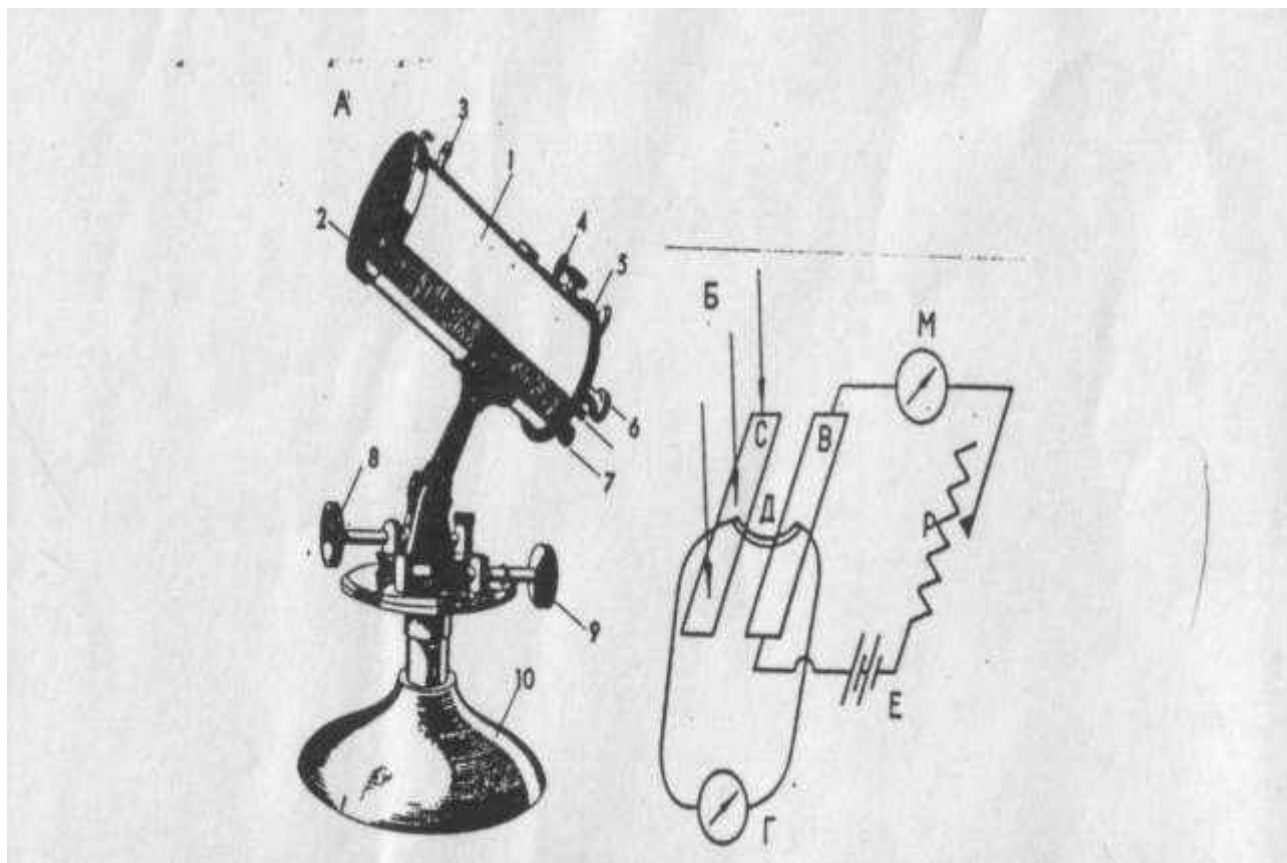


Рисунок 3.1 – Пиргелиометр Онгстрема:

2 – входная диафрагма;
3 и 4 – целики;
5 – переключатель электротока;
6 – эбонитовая втулка головки;
7 – вводные клеммы;
8 и 9 – винты;
10 – чугунная подставка;

Б – принципиальная схема прибора;
В и С – тонкие манганиновые пластинки;
Д – термоэлемент (термопара);
Г – гальванометр;
Е – электрическая батарея;
М – миллиамперметр

Назначение: для измерения прямой солнечной радиации, приходящей на перпендикулярную поверхность Земли (у поверхности Земли это максимально возможное количество приходящей энергии). Является абсолютным актинометрическим прибором, служит эталоном при измерении прямой радиации.

Правила установки прибора для наблюдений. Прибор необходимо устанавливать в закрытом от света месте. Миллиамперметр и батарея должны находиться в тепле. Гальванометр следует устанавливать на устойчивой основе. При производстве наблюдений зимой пиргелиометр выносится на место наблюдений в футляре, чтобы из-

бежать обрыва или растяжения пластинок из-за быстрого охлаждения. Парные наблюдения повторяются 4-5 раз, после этого производятся обработка данных и расчет величины прямой солнечной радиации, поступающей на перпендикулярную поверхность.

Гальванометр стрелочный актинометрический

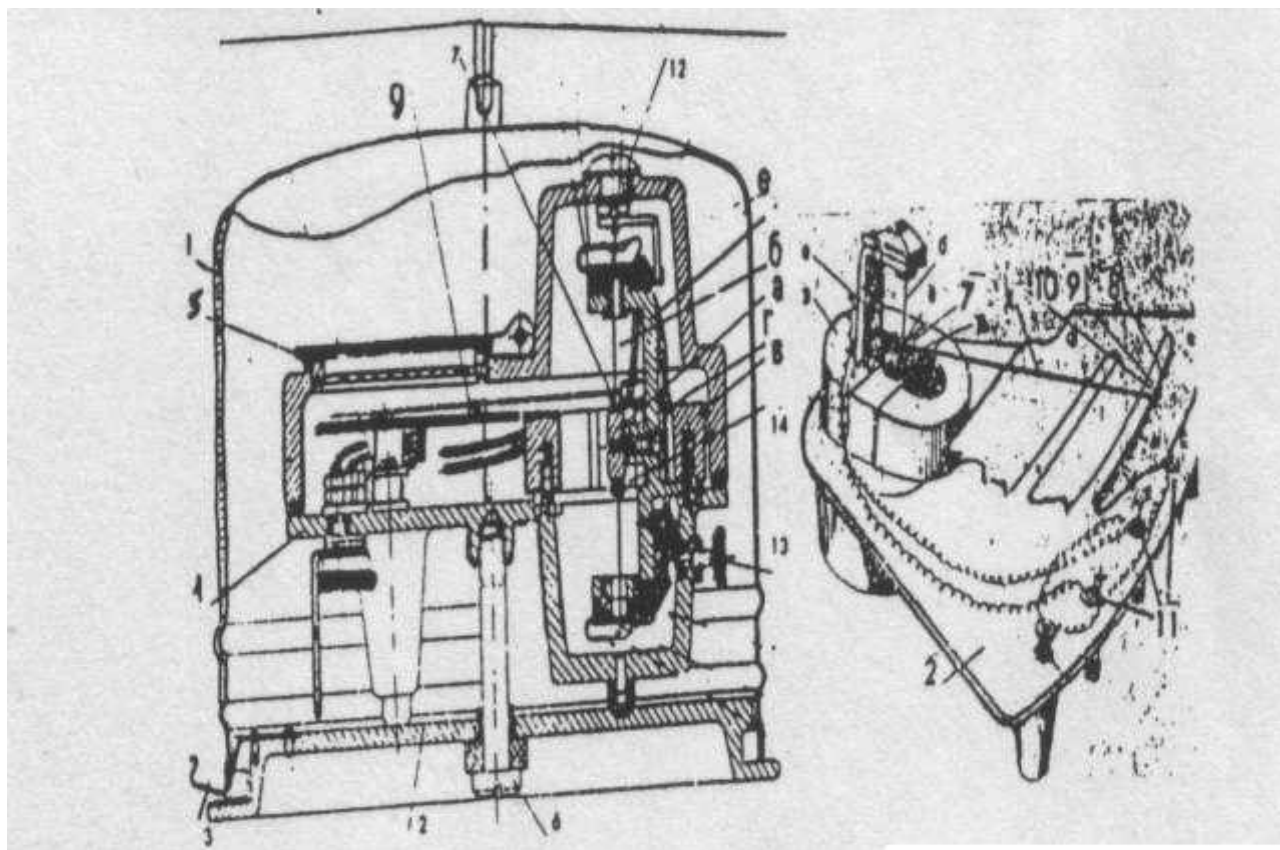


Рисунок 3.2 – Схема устройства гальванометра:

:

- | | |
|---------------------------------|-----------------------------------|
| 1 – штампованный кожух футляра; | 11 – клеммы «+», «Р», «С»; |
| 2 – основание прибора; | 12 – винт корректора; |
| 3 – штифт и пружина; | 13 – винт арретира; |
| 4 – литой алюминиевый корпус; | 14 – ограничители; |
| 5 – откидная крышка; | а – рамка; |
| 6 – винт; | б – ленточные бронзовые растяжки; |
| 7 – измерительный механизм; | в – постоянные магниты; |
| 8 – шкала; | г – сердечник; |
| 9 – термометр; | д – стрелка; |
| 10 – зеркало; | е – кронштейн |

Назначение: для измерения термоэлектрического тока, возникающего в актинометрических приборах (актинометре, пиранометре, альбедометре, балансомере) при наблюдении за потоками радиации.

Гальванометр всегда используется в паре с актинометрическими приборами.

Правила установки прибора для наблюдений. Гальванометр необходимо устанавливать к северу от актинометрических приборов, не на стальное основание, рядом не должен стоять кожух футляра. При использовании гальванометра в полевых условиях он может прикрепляться к столику без основания футляра, непосредственно винтом, или прикрепляться к треноге. При необходимости установки второго гальванометра, его можно помещать не ближе 10 см от первого.

Подготовка к работе. После установки прибора стрелка гальванометра освобождается от стопора, винт арретира выворачивается на 2-3 оборота. Винтом корректора стрелка гальванометра устанавливается на нулевую отметку шкалы. Гальванометр включается в цепь и отсчеты по шкале осуществляются при таком положении глаза, когда изображение стрелки в зеркале шкалы скрыто под самой стрелкой. Отсчеты снимаются и записываются с точностью до десятых долей делений. Отсчеты по шкале исправляются двумя поправками: поправкой на нелинейность шкалы и на место нуля. Исправленный отсчет получают простым прибавлением первой и вычитанием второй поправки.

Все актинометрические приборы (кроме пиргелиометра) обычно подключаются к гальванометру на клеммы «+» и «Р», при этом для перевода показаний гальванометра в калории используется переводной множитель 0,02. В ясный солнечный день в полуденное время (при большой интенсивности солнечной радиации) приборы подключаются к гальванометру на клеммы «+» и «С» (дополнительное сопротивление), в этом случае переводной множитель берется 0,04.

Международными договоренностями условлено измерение притока солнечной радиации в Вт на 1 м^2 , т.е. $1 \text{ кал. см}^2/\text{мин}$ равна $679,9 \text{ Вт/м}^2$. Солнечная постоянная ($1,98 \text{ кал. см}^2/\text{мин}$) равняется 1382 Вт/м^2 . В соответствии с современными космическими измерениями солнечная постоянная равна 1358 Вт/м^2 или $1,94 \text{ кал. см}^2/\text{мин}$.

Актинометр термоэлектрический

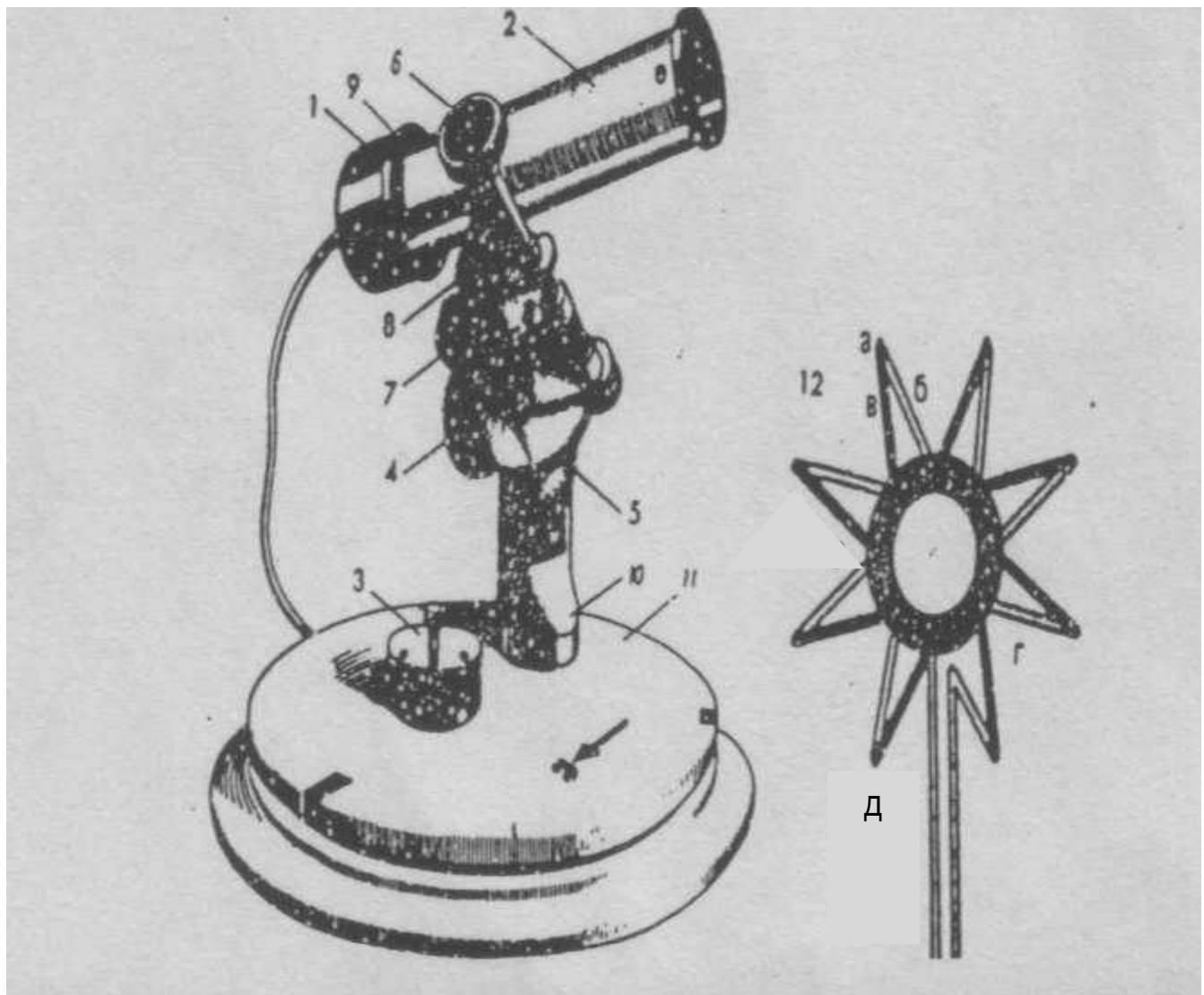


Рисунок 3.3 – Составные части актинометра термоэлектрического:

- | | |
|----------------------|---|
| 1 – чашка; | 11 – подставка; |
| 2 – трубка; | 12 – принципиальная схема прибора; |
| 3 – крышка; | а – термопара; |
| 4 – винт; | б – теплый термоспай; |
| 5 – сектор широты; | в – холодный термоспай, доска из серебряной фольги; |
| 6 – рукоятка; | г – медное кольцо; |
| 7 – винт; | д – провод |
| 8 – ось склонения; | |
| 9 – экран на трубке; | |
| 10 – стойка прибора; | |

Актинометр термоэлектрический Савинова-Янишевского является относительным прибором, поскольку при измерении прямой радиации не получает величину непосредственно в калориях, а рассчитывает по величине электрического тока, возникшего в термопарах под действием радиации и зафиксированного гальванометром, для чего полученное значение умножают на переводной множитель гальванометра (0,02 или 0,04).

Назначение: для измерения прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность.

Принцип действия. Рассмотрим на рисунке 3.3 деталь 12. При точно наведенной трубке актинометра на солнце (при совмещении солнечного «зайчика» с черной точкой на экране трубки) прямые лучи солнца, падая на серебряный диск, нагревают активные термоспайи звездочки. Между теплыми (активными) спаями и холодными (пассивными) спаями создается разность температуры, благодаря чему в термопарах возникает термоэлектрический ток, фиксируемый гальванометром. Величина этого тока пропорциональна величине поступающей на приемник прибора прямой солнечной радиации.

Правила установки. Устанавливается совместно с гальванометром на специальной актинометрической стойке на метеорологической площадке, исключая затенение, на открытом месте (к югу от затеняющих предметов).

Порядок наблюдения. Наблюдения начинают с нацеливания открытой трубки актинометра на солнце. Для этого необходимо совместить солнечный «зайчик» с черной точкой на конце трубки. Воздействие в течение 2-3 минут лучей солнца на приемник при открытой трубке дает возможность испариться влаге с зачерненной части звездочки. Затем при закрытой актинометрической трубке делают отсчет по гальванометру, определяя место нуля гальванометра (как правило, при закрытой трубке стрелка гальванометра не стоит на нуле шкалы). Затем, открыв крышку, закрывавшую трубку, выждав 1,5-2 минуты, делают подряд несколько отсчетов по шкале гальванометра. После чего вновь закрывают трубку крышкой, делают повторный отсчет места нуля гальванометра.

Пиранометр термоэлектрический

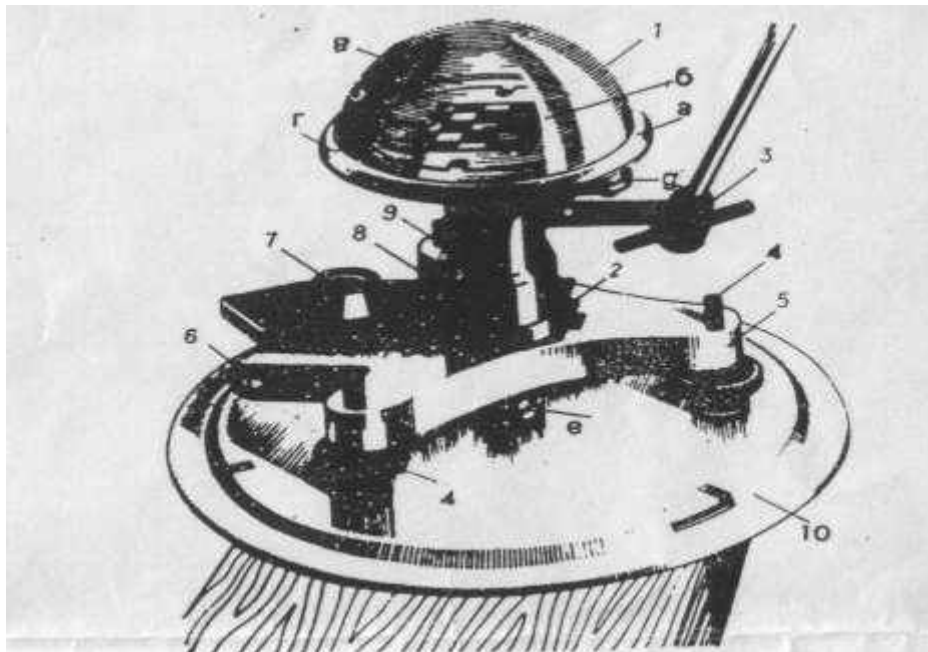


Рисунок 3.4 – Пиранометр термоэлектрический универсальный:

- | | |
|----------------------------|---------------------------------|
| 1 – головка пиранометра; | 10 – основание футляра прибора; |
| 2 – стопорная пружина; | а – корпус; |
| 3 – шарнир затенителя; | б – термоэлектрическая батарея; |
| 4 – установочные винты; | в – полусферический |
| 5 – основание прибора; | стеклянный колпак; |
| 6 – шарнир откидной плиты; | г – кольцо; |
| 7 – уровень; | д – клеммы; |
| 8 – винт; | е – сушиллка |
| 9 – стойка; | |

Назначение: для измерения суммарной и рассеянной радиации. Пиранометры бывают с квадратными размерами 20×20, 32×32, 40×40 мм и радиальными термобатареями, различающимися между собой лишь конструкцией приемной части и качеством термопар в батареях. Кроме того, универсальный термоэлектрический пиранометр М-80 (рис. 3.4) используется как *стационарный альбедометр* для измерения также отраженной радиации.

Принцип работы. Солнечная радиация, которая попадает на прибор, поглощается зачерненными спаями гораздо больше, чем белыми. В результате этого создается разность температур между зачерненными (теплыми) и белыми (холодными) термоспаями, которая пропорциональна величине радиации, попадающей на приемник. Разность температур в термопарах батареи приемника обуславливает появление термотока, который измеряется гальванометром. Величина

падающей на прибор радиации пропорциональна числу делений шкалы, на которое отклоняется стрелка гальванометра.

Правила установки прибора. Как и другие актинометрические приборы, прибор устанавливается на метеостанции на специальной подставке. С помощью специальных винтов и шарового уровня необходимо установить пиранометр в горизонтальное положение. При измерении суммарной радиации головка пиранометра должна быть обращена в сторону солнца. Для затемнения пиранометра (при измерении рассеянной радиации) рычаг с затемнителем должен быть обращен в сторону солнца.

Порядок наблюдений. Поскольку пиранометр также работает в паре с гальванометром, общий порядок отсчета аналогичен ранее описанному (см. наблюдения по актинометру). Таблица для записи данных также аналогична приведенной ранее таблице 3.1.

Благодаря устройству пиранометра им можно измерять три потока радиации:

- а) при открытом приемнике – суммарную радиацию;
- б) при затемнении приемника экраном – рассеянную радиацию;
- в) при повороте приемника к почве (прибор универсальный) – отраженную радиацию.

Гелиограф универсальный

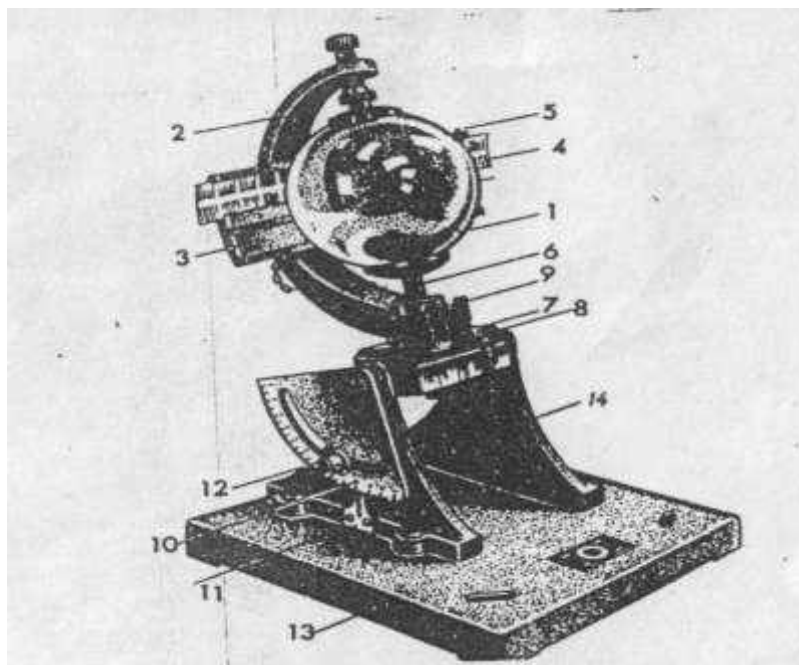


Рисунок 3.5 – Гелиограф универсальный:

- 1 – стеклянный цельнолитой шар; 2 – сферическая дуга; 3 – сферическая чашка; 4 – лента гелиографа; 5 – игла; 6 – ось стеклянного шара; 7 – поворотный диск (по горизонтали); 8 – указатель поворота прибора по горизонтали; 9 – фиксирующий штифт; 10 – сектор углов; 11 – указатель широты; 12 – зажимный винт; 13 – чугунная плита; 14 – стойка

Назначение прибора: для автоматической регистрации в часах продолжительности солнечного сияния в течение дня. Существует ряд различных систем гелиографов: гелиограф Перса, гелиограф Марвина, гелиограф Величко, но наиболее удобен в пользовании универсальный гелиограф Кемпбела-Стокса.

Принцип работы. Собранные стеклянным шаром прямые лучи в один узкий пучок (фокус), падая на ленту гелиографа, прожигают ее. По мере перемещения в течение дня фокуса на ленте остается линия прожога, длина которой показывает продолжительность солнечного сияния, переведенного в часы по шкале ленты. При переменной облачности на шкале образуются разрывы в линии. Примечательно, что благодаря сектору широты гелиограф может фиксировать продолжительность солнечного сияния в любом месте Земли.

Установка прибора. Устанавливается на метеорологической площадке на столбе высотой не менее 2 м.

Практическая работа 3. График суточного хода составляющих радиационного баланса

Для выполнения практической работы используют результаты измерений солнечной радиации, которые даны в таблицах 3.2 и П.4.

Задание

1. Выполнить аналогичные расчеты для заданной подстилающей поверхности таблицы П.4, заполнить таблицу 3.2.

2. Провести анализ по наблюдаемым и рассчитанным элементам солнечной радиации S , D , Q_n , $B_{дс}$. Анализ заключается в построении графиков суточного хода элементов солнечной радиации S , D , Q_n , $B_{дс}$.

3. По данным радиационного баланса определить время года для заданного пункта.

Помните, что радиационный баланс в ночное и зимнее время – отрицательный, в дневное и летнее время – положительный.

На рисунке 3.6 показан пример построения графиков суточного хода для сухого снега.

На конкретном примере проведем анализ актинометрических наблюдений. Известны наблюдения за прямой (S), рассеянной (D) солнеч-

ной радиацией; излучением земли (E_3), атмосферным излучением, поглощенным земной поверхностью (δE_a); отражательной способностью земли (A -альбедо) в единые метеорологические сроки наблюдения. Результаты наблюдений и расчеты представлены в таблице 3.2.

Таблица 3.2 – Результаты наблюдений и расчеты

Элементы	Сроки							
	00	03	06	09	12	15	18	21
	Исходные данные							
S	0,00	0,00	0,17	0,51	0,84	0,70	0,06	0,00
D	0,00	0,00	0,08	0,13	0,12	0,10	0,04	0,00
A	0,00	0,00	0,80	0,87	0,95	0,88	0,80	0,00
E_3	0,45	0,43	0,42	0,46	0,57	0,57	0,52	0,45
δE_a	0,39	0,38	0,33	0,33	0,32	0,36	0,41	0,42
	Расчеты							
Q								
Q_n								
$E_{эф}$								
$B_{дс}$								

Расчеты выполнены по следующим выражениям: $Q = S+D$ – суммарная радиация; $Q_n = (S+D) \cdot (1-A)$ – поглощенная суммарная радиация; $E_{эф} = E_3 - \delta E_a$ – эффективное излучение земли; $B_{дс} = (S+D) \cdot (1-A) - E_{эф}$ – радиационный баланс деятельного слоя.

Расчеты выполнены на примере сухого снега ($A=0,80-0,95$).

Для выполнения этого задания A (альбедо) различных подстилающих поверхностей даны в таблице П.4 [4], остальные исходные данные – в таблице 3.2.

Порядок выполнения работы:

1. Рассчитать по формуле $Q = S+D$ суммарную радиацию для всех 8 ми сроков наблюдения и занести в таблицу 3.2, заполнить строку Q.

2. Рассчитать по формуле $Q_n = (S+D) \cdot (1-A)$ – поглощенная суммарная радиация и полученные данные поместить в строку Q_n .

3. Рассчитать по формуле $E_{эф} = E_3 - \delta E_a$ – эффективное излучение земли и полученные данные поместить в строку $E_{эф}$.

4. Рассчитать по формуле $B_{дс} = (S+D) \cdot (1-A) - E_{эф}$ радиационный баланс деятельного слоя и полученные данные поместить в строку $B_{дс}$.

После этого перейти к построению графиков по аналогии с рисунком 3.6.

Построить четыре графика суточного хода:

- прямой радиации;
- рассеянной радиации;
- суммарной радиации;
- радиационного баланса деятельного слоя.

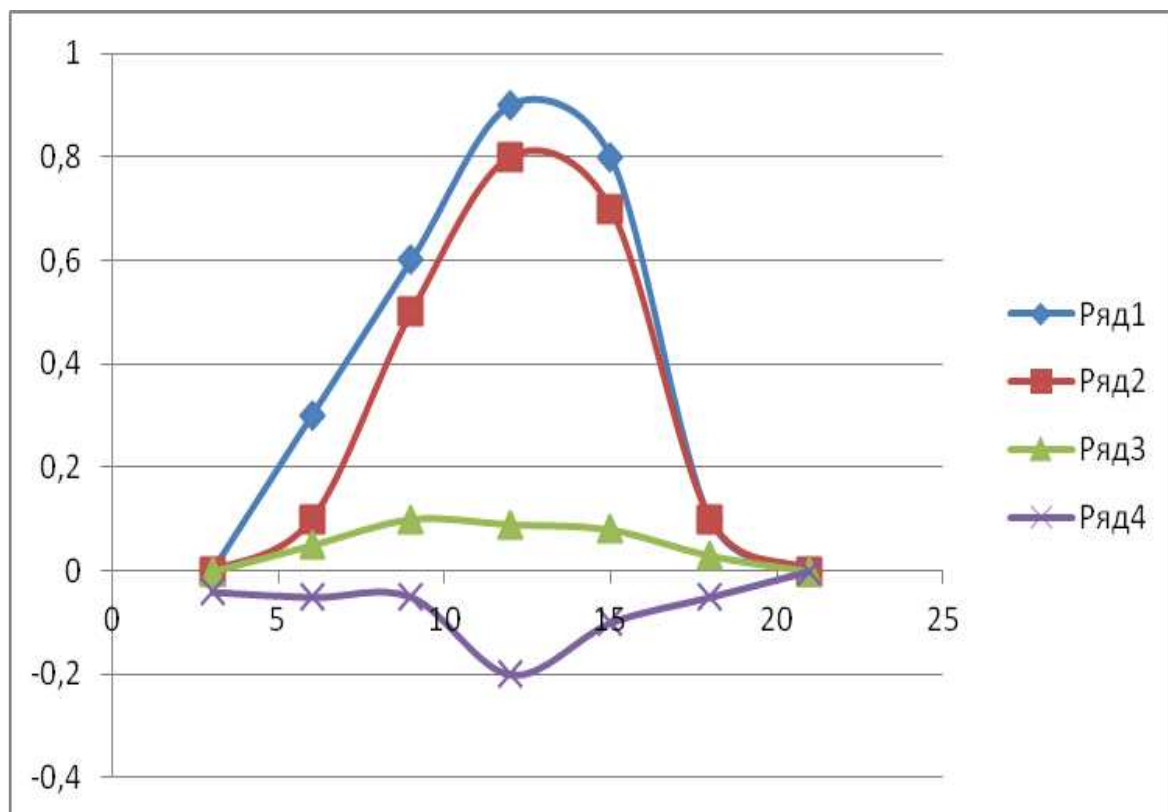


Рисунок 3.6 – График суточного хода прямой, рассеянной, суммарной радиации и радиального баланса S – 1-й ряд, D – 3-й ряд, Q – 2-й ряд, B – 4-й ряд соответственно (атмосфера – деятельная поверхность)

4 ЛУЧИСТАЯ ЭНЕРГИЯ И РАСТЕНИЯ

4.1 Спектральный состав лучистой энергии, ее биологическое значение

Лучистая радиация состоит из электромагнитных волн различной длины (λ). В актинометрии эту длину чаще всего выражают в микрометрах ($1 \text{ мкм} = 10^{-6} \text{ м}$), а иногда в нанометрах ($1 \text{ нм} = 10^{-9} \text{ м}$).

Потоки лучистой энергии по длине волн условно делят на *коротковолновую* ($\lambda \leq 4 \text{ мкм}$) и *длинноволновую* ($\lambda > 4 \text{ мкм}$) радиацию. Спектр солнечной радиации на границе земной атмосферы практически заключается между длинами волн 0,17 и 4 мкм, а земного и атмосферного излучения – от 4 до 120 мкм. Следовательно, потоки солнечного излучения (S , D , RK) относятся к коротковолновой радиации, а излучение Земли (E_3) и атмосферы (E_a) – к длинноволновой [6].

Спектр солнечной радиации можно разделить на три качественно различные части: ультрафиолетовую ($\lambda < 0,40 \text{ мкм}$), видимую ($0,40 \text{ мкм} < \lambda < 0,75 \text{ мкм}$) и ближнюю инфракрасную ($0,76 \text{ мкм} < \lambda < 4 \text{ мкм}$). До ультрафиолетовой части спектра солнечной радиации лежит рентгеновское излучение, а за инфракрасной частью спектра – радиоизлучение Солнца. На верхней границе атмосферы на ультрафиолетовую часть спектра приходится около 7% энергии солнечного излучения, 46% – на видимую и 47% – на инфракрасную часть спектра.

Радиацию, излучаемую Землей и атмосферой, называют дальней инфракрасной радиацией.

Биологическое действие разных видов радиации на растения различно. Ультрафиолетовая радиация замедляет ростовые процессы, но ускоряет прохождение этапов формирования репродуктивных органов у растений.

Значение ближней инфракрасной радиации, которая активно поглощается водой листьев и стеблей растений, состоит в ее тепловом эффекте, что существенно влияет на рост и развитие растений.

Дальняя инфракрасная радиация производит лишь тепловое действие на растения. Ее влияние на рост и развитие растений – незначительно.

Видимая часть солнечного спектра, во-первых, создает освещенность. Во-вторых, с областью видимой радиации почти совпадает (захватывая частично область ультрафиолетовой радиации) так называемая физиологическая радиация ($\lambda = 0,35\text{--}0,75 \text{ мкм}$), которая по-

глощается пигментами листа. Ее энергия имеет важное регуляторно-энергетическое значение в жизни растений. В пределах этого участка спектра выделяется область фотосинтетически активной радиации.

4.2 Фотосинтетически активная радиация

В процессе фотосинтеза используется не весь спектр солнечной радиации, а только его часть, находящаяся в интервале длин волн 0,38-0,71 мкм, – *фотосинтетически активная радиация* (ФАР).

Известно, что видимая радиация состоит из цветных лучей: красных, оранжевых, желтых, зеленых, голубых, синих и фиолетовых [7].

Усвоение энергии солнечной радиации листьями растений селективно (избирательно). Наиболее интенсивно листья поглощают сине-фиолетовые ($\lambda = 0,48-0,40$ мкм) и оранжево-красные лучи ($\lambda = 0,65-0,68$ мкм), менее – желто-зеленые ($\lambda = 0,58-0,50$ мкм) и дальние красные лучи ($\lambda > 0,69$ мкм).

У земной поверхности максимум энергии в спектре прямой солнечной радиации, когда Солнце находится высоко, приходится на область желто-зеленых лучей (диск Солнца желтый). Когда же Солнце располагается у горизонта, максимальную энергию имеют дальние красные лучи (солнечный диск красный). Поэтому энергия прямого солнечного света мало участвует в процессе фотосинтеза.

Как отмечалось выше, прямая солнечная радиация, проходя через атмосферу, частично рассеивается. В чистом и сухом воздухе интенсивность коэффициента молекулярного рассеяния подчиняется закону Релея:

$$K = C \lambda^4, \quad (4.1)$$

где C – коэффициент, зависящий от числа молекул газа в единице объема; λ – длина рассеиваемой волны.

Поскольку длина дальних волн красного света почти вдвое больше длины волн фиолетового света, первые рассеиваются молекулами воздуха в 14 раз меньше, чем вторые. Так как первоначальная энергия (до рассеяния) фиолетовых лучей меньше, чем синих и голубых, то максимум энергии в рассеянном свете (рассеянной солнечной радиации) смещается на сине-голубые лучи, что и обуславливает голубой цвет неба. Таким образом, рассеянная радиация более богата фотосинтетическими активными лучами, чем прямая.

В воздухе, содержащем примеси (мелкие капельки воды, кристаллики льда, пылинки и т.д.), рассеяние одинаково для всех участков видимой радиации. Поэтому небо приобретает белесоватый оттенок (появляется дымка). Облачные элементы (крупные капельки и кристаллики) вообще не рассеивают солнечные лучи, а диффузно их отражают. В результате облака, освещенные Солнцем, имеют белый цвет.

Так как ФАР является одним из важнейших факторов продуктивности сельскохозяйственных растений, информация о количестве поступающей ФАР, учет ее распределения по территории и во времени имеют большое практическое значение.

Интенсивность ФАР можно измерить, но для этого необходимы специальные светофильтры, пропускающие только волны в диапазоне 0,38-0,71 мкм. Такие приборы есть, но на сети актинометрических станций их не применяют, а измеряют интенсивность интегрального спектра солнечной радиации. Значение ФАР можно рассчитать по данным о приходе прямой, рассеянной или суммарной радиации с помощью коэффициентов, предложенных Б. И. Гуляевым, Х. Г. Тоомингом и Н. А. Ефимовой:

$$Q_{\text{фар}} = 0,435' + 0,57 D; \quad (4.2)$$

$$Q_{\text{ФАР}} = 0,52 Q. \quad (4.3)$$

Н. А. Ефимовой составлены карты распределения месячных и годовых сумм $Q_{\text{фар}}$ на территории России.

Для характеристики степени использования посевами ФАР применяют коэффициент полезного использования ФАР:

$$\text{КПИ}_{\text{фар}} = (\sum Q'_{\text{фар}} : \sum Q_{\text{фар}}) \cdot 100\%, \quad (4.4)$$

где $\sum Q'_{\text{фар}}$ – сумма ФАР, затрачиваемая на фотосинтез за период вегетации растений;

$\sum Q'_{\text{фар}}$ – сумма ФАР, поступающая на посевы за этот период;

$$\sum Q_{\text{фар}} = q M; \quad (4.5)$$

где q – калорийность единицы сухого органического вещества,

$q = 1,8 \cdot 10^3 \dots 20 \cdot 10^3$ МДж/т;

M – урожайность сухой биомассы в целом или в ее хозяйственно ценной части.

Посевы по их средним значениям КПИФАР разделяют на группы (по Ничипоровичу А. А.):

обычно наблюдаемые – 0,5-1,5 %;

хорошие – 1,5-3,0%;

рекордные – 3,5-5,0%;

теоретически возможные – 6,0-8,0%.

4.3 Освещенность и растения

Живые организмы чутко реагируют на изменение интенсивности освещенности, создаваемой солнечным излучением. Вследствие различной реакции на интенсивность освещенности все формы растительности делят на **светолюбивые и теневыносливые**. Недостаточная освещенность в посевах обуславливает, например, слабую дифференциацию тканей соломины зерновых культур. В результате уменьшаются крепость и эластичность тканей, что часто приводит к полеганию посевов. В загущенных посевах кукурузы из-за слабой освещенности солнечной радиацией ослабляется образование початков на растениях [7].

Солнечная радиация влияет на химический состав сельскохозяйственной продукции. Например, сахаристость свеклы и плодов, содержание белка в зерне пшеницы непосредственно зависят от числа солнечных дней. Количество масла в семенах подсолнечника, льна также возрастает с увеличением прихода солнечной радиации.

Освещенность надземной части растений существенно влияет на поглощение корнями питательных веществ. При слабой освещенности замедляется перевод ассимилянтов в корни, и в результате тормозятся биосинтетические процессы, происходящие в клетках растений.

Освещенность влияет и на появление, распространение и развитие болезней растений. Период заражения состоит из двух фаз, различающихся между собой по реакции на световой фактор. Первая из них – прораствание спор и проникновение заразного начала в ткани поражаемой культуры – в большинстве случаев не зависит от наличия и интенсивности света. Вторая – после прораствания спор – наиболее активно проходит при повышенной освещенности.

Положительное действие света сказывается также на скорости развития патогена в растении-хозяине. Особенно четко это проявляется у ржавчинных грибов. Чем больше света, тем короче инкубационный период у линейной ржавчины пшеницы, желтой ржавчины ячменя, ржавчины льна и фасоли и т.д. А это увеличивает число генераций гриба и повышает интенсивность поражения. В условиях интенсивного освещения у этого патогена возрастает плодовитость.

Некоторые заболевания наиболее активно развиваются при недостаточном освещении, вызывающем ослабление растений и снижение их устойчивости к болезням (возбудителям разного рода гнилей, особенно овощных культур).

Освещенность измеряют в люксах (лк), килолюксах (клк);
 $1 \text{ клк} = 10^3 \text{ лк}$.

Освещенность может меняться в течение ясного летнего дня от нескольких сотен люкс (500-700 лк) до нескольких десятков тысяч люкс (90-100 тыс. лк). В малооблачную погоду при больших высотах Солнца освещенность увеличивается до 130-140 тыс. лк.

Можно получить информацию о световом режиме того или иного географического пункта без постановки специальных наблюдений за освещенностью, пересчитав данные актинометрических измерений интенсивности солнечной радиации в киловаттах на 1 м^2 с использованием коэффициента – *светового эквивалента радиации*.

Для рассеянной радиации световой эквивалент для всех высот Солнца равен $117 \text{ клк м}^2/\text{кВт}$ при облачности 0-6 баллов и $103 \text{ клк м}^2/\text{кВт}$ при облачности 7-10 баллов. Для приближенных оценок (с погрешностью около 10%) можно пользоваться одним значением светового эквивалента при любой облачности и всех высотах Солнца больше 10° : $93 \text{ клк м}^2/\text{кВт}$ – для прямой, 100 – для суммарной, $107 \text{ клк м}^2/\text{кВт}$ – для рассеянной радиации.

От количества поступающей солнечной радиации зависит интенсивность многих процессов, протекающих в растениях, в частности фотосинтеза.

Зависимость интенсивности фотосинтеза от прихода ФАР характеризуется так называемыми *световыми кривыми* фотосинтеза и газообмена, имеющими в общем виде гиперболическую форму.

Установлено, что для накопления органического вещества растений необходимо, чтобы интенсивность освещенности превышала определенное значение, называемое *компенсационной точкой*. Это уровень ФАР, при котором интенсивность фотосинтеза равна интенсивности дыхания (поглощение CO_2 уравнивается его выделением). Для светолюбивых растений, к которым относятся сельскохозяйственные культуры, значение компенсационной точки находится в пределах интенсивности ФАР $20\text{-}35 \text{ Вт/м}^2$ (2000-3500 лк). Ниже указанного значения расход органического вещества на дыхание больше, чем его образование в процессе фотосинтеза.

Установлена зависимость интенсивности фотосинтеза [$\text{мг CO}_2 / (\text{дм}^2 \text{ ч})$] от количества поступающей солнечной радиации. При увеличении интенсивности ФАР от компенсационной точки до 100 Вт/м^2 для теневыносливых и до $210\text{-}280 \text{ Вт/м}^2$ для светолюбивых

растений продуктивность фотосинтеза растет. При дальнейшем увеличении ФАР ($> 280 \text{ Вт/м}^2$) и среднем содержании CO_2 в воздухе (0,03 %) фотосинтез не возрастает. При этих значениях радиации наступает *световое насыщение фотосинтеза*.

Состояние, когда при увеличении ФАР интенсивность фотосинтеза для данных условий удерживается на одном максимальном уровне, называют *уровнем «плато»*. В дневное время ФАР на верхней границе фитоценоза обычно превышает эти значения, но внутри посевов и насаждений, а также в теплицах в пасмурные дни интенсивность ФАР бывает недостаточной. Особенно это проявляется в густых, развитых посевах, что приводит к ослаблению фотосинтеза и к снижению продуктивности посевов.

4.4 Продолжительность освещения и растения

Ритм солнечной радиации (чередование светлой и темной части суток) является наиболее устойчивым и повторяющимся из года в год фактором внешней среды. В результате многолетних исследований физиологами установлена зависимость перехода растений к генеративному развитию от определенного соотношения длины дня и ночи. В связи с этим культуры по фотопериодической реакции можно классифицировать по группам:

- *короткого дня*, развитие которых задерживается при продолжительности дня больше 10-12 ч. Короткий день способствует закладке цветков, а длинный день препятствует этому. К таким культурам относятся соя, рис, просо, сорго, кукуруза и др.

- *длинного дня*, требующие для своего развития продолжительного освещения. Их развитие ускоряется, когда продолжительность дня составляет около 20 ч. К этим культурам относятся рожь, овес, пшеница, лен, горох, шпинат, клевер и др.;

- *нейтральные по отношению к длине дня*, развитие которых не зависит от продолжительности дня, например, томат, гречиха, бобовые, ревень.

Различные сорта культур как длинного, так и короткого дня в зависимости от других факторов по-разному реагируют на длину дня и ночи. В целом же растения длинного дня приспособлены к условиям высоких широт, а короткого дня – к условиям низких широт.

Установлено, что для начала цветения растений необходимо преобладание в лучистом потоке определенного спектрального состава. Растения короткого дня быстрее развиваются, когда максимум излучения приходится на сине-фиолетовые лучи, а растения длинного дня – когда максимум излучения приходится на красные лучи. Особенно сильно проявляется реакция растений по отношению к спектральному составу радиации при отклонении продолжительности дня от оптимальной.

Связь между длиной дня и фотопериодической реакцией растений исследуют в опытах с географическими посевами культур и в опытах с различными сроками сева, а также в фитотронах, позволяющих устанавливать любую продолжительность дня.

Суточная продолжительность освещения земной поверхности Солнцем определяется вращением Земли вокруг своей оси, наклоном этой оси к плоскости земной орбиты, широтой места и склонением Солнца. Вращение Земли обуславливает смену дня и ночи, остальные факторы вызывают изменение длины дня и ночи в течение года.

Продолжительность светлой части суток (астрономическая длина дня) зависит от времени года и географической широты. На экваторе продолжительность дня в течение всего года равна 12 ч + 30 мин. При продвижении от экватора к полюсам после весеннего равноденствия (21.03) длина дня увеличивается к северу и уменьшается к югу. После осеннего равноденствия (23.09) распределение продолжительности дня – обратное. В Северном полушарии на 22.06 приходится самый длинный день, продолжительность которого севернее Полярного круга равна 24 ч. Самый короткий день в Северном полушарии 22.12, а за Полярным кругом в зимние месяцы Солнце вообще не поднимается над горизонтом. А в средних широтах, например, в Москве, продолжительность дня в течение года меняется от 7 до 17,5 ч.

При определении астрономической длины дня не учитывается вечерний переходный период от захода Солнца до наступления ночной темноты (вечерние сумерки) и утренний переходный период от окончания темноты до восхода Солнца (утренние сумерки – рассвет). Во время сумерек освещенность меняется от 650 до 1,0-0,1 лк в зависимости от облачности.

Для растений приход рассеянной радиации в некоторую часть сумерек еще имеет физиологическое значение. Поэтому целесообразно учитывать физиологически значимую для растений длину дня, тем более, что в северных районах продолжительность сумерек летом может достигать нескольких часов.

При увеличении продолжительности дня в северных широтах в вегетационный период удлиняется период фотосинтеза растений. В результате луговые травы и кормовые культуры накапливают в течение короткого лета большую растительную массу. В защищенном грунте (парники, теплицы) даже на Крайнем Севере создается возможность для выращивания овощей.

Продолжительность освещения имеет большое значение для продуктивности сельскохозяйственных культур и качества продукции, например для сахаристости сахарной свеклы, содержания масла в семенах масличных культур и т.д.

Продолжительность освещения влияет и на развитие болезней растений. Установлено, что большинство патогенов лучше развивается в условиях нормального суточного хода освещенности, чем при непрерывном действии света. При увеличении продолжительности освещения ускоряется развитие растений и возрастает их устойчивость к болезням. Например, оптимальные условия для развития желтой ржавчины создаются при 12-часовом освещении, мучнистой росы яровой пшеницы – при 8-часовом световом дне, а клевер заражается фузариозом лишь при минимуме продолжительности дневного освещения, причем наиболее сильно болезнь развивается в условиях рассеянного освещения.

4.5 Приборы для измерения лучистой энергии

Для измерения интенсивности потоков лучистой энергии на сети метеостанций и при полевых наблюдениях наиболее широко используют термоэлектрические приборы.

Прямую солнечную радиацию (S) измеряют *актинометром* М-3, приемную поверхность устанавливают перпендикулярно солнечным лучам.

Интенсивность суммарной (Q), рассеянной (D) и отраженной (RK) радиации измеряют *пиранометром* М-80М. При расположении приемной части вверх без затенения измеряют Q , при затенении – D , направив ее вниз – RK .

Радиационный баланс деятельной поверхности измеряют балансометром (М-ЮМ).

Сила тока, возникающего в термобатареях приемных поверхностей, пропорциональна интенсивности потоков радиации, измеряют ее с помощью стрелочного гальванометра. Для перевода делений

шкалы гальванометра в абсолютные единицы (Вт/м^2) применяют переводные множители.

Естественную освещенность, а также создаваемую лампами накаливания и люминесцентными лампами измеряют *люксметром* Ю-16, действие которого основано на фотоэлектрическом эффекте.

Продолжительность солнечного сияния, т.е. промежутков времени, в течение которых солнечный диск не закрыт облаками, регистрируют *гелиографом* ГУ-1. Стекланный шар собирает падающие на него солнечные лучи в фокус. Прожог или следы прожога на специальной бумажной ленте показывают число часов солнечного сияния.

4.6 Радиационный режим посевов и теплиц

Посев культурных растений представляет собой сложную оптическую систему, перераспределяющую поток солнечной радиации.

Падающая на растительный покров суммарная радиация вступает во взаимодействие с фитоэлементами (отражение, рассеивание, поглощение). В результате этого изменяются плотность потока радиации, пространственная структура и ее спектральный состав. Эти изменения зависят от высоты Солнца и геометрической структуры агрофитоценоза, оптических свойств фитоэлементов и спектрального состава падающей радиации.

В плотных посевах высокорослых культур, образующих сомкнутую поверхность (кукуруза на силос, сахарный тростник и др.), 20-25% поступающей радиации отражается, 40-60% поглощается верхним ярусом листьев, какая-то часть радиации рассеивается внутри посева, а какая-то проходит вниз через листовые пластинки, как через фильтр. В несомкнутом посеве солнечная радиация проходит до нижних ярусов листьев и даже до поверхности почвы без ослабления.

Пропускание радиации зависит также от ориентации листьев. При больших высотах Солнца ($> 35^\circ$) прямая радиация больше проникает в глубину посева, если ориентация листьев близка к вертикальной направленности, и меньше, если их ориентация приближается к горизонтальной. При малой высоте Солнца пропускание радиации больше, если расположение листьев горизонтальное.

Одновременно с этим меняется и спектральный состав радиации. В нижнем ярусе густых посевов преобладают зеленые и дальние инфракрасные лучи, которые, как отмечалось выше, в фотосинтезе практически не участвуют.

Интенсивность фотосинтетически активной радиации в густых посевах большую часть дня может быть ниже компенсационной точки. По данным В. В. Поповой (1987), в травостое люцерны высотой 30 см в нижнем ярусе листьев (10-20 см над почвой) утром интенсивность освещенности переходит через компенсационную точку на 2 ч позже, чем в верхнем слое. И даже при сильной инсоляции фотосинтез в этом ярусе листьев составляет лишь около 3 % интенсивности фотосинтеза на поверхности травостоя, а продуктивность этого яруса достигает немногим более 10% полной продуктивности. В посевах подсолнечника в околополуденные часы поглощение ФАР листьями верхних ярусов составляет около 50%, а нижних – около 5% поступающей радиации.

Основной показатель, определяющий поглощение и пропускание ФАР в посевах и насаждениях, – отношение площади листовой поверхности к площади поля L . Поглощение ФАР посевом возрастает с увеличением L . Наибольшее поглощение наступает при $L = 4$, что соответствует $40\,000\text{ м}^2$ листовой поверхности на 1 га. При $L > 4$ поглощение практически уже не увеличивается.

Радиационный режим в теплицах и парниках на солнечном обогреве существенно отличается от режима в посевах открытого грунта. Стеклопанельная крыша частично отражает и задерживает солнечную радиацию (в сумме около 30%). Часть радиации, проникшей в теплицу, затрачивается на нагревание поверхности почвы и воздуха в теплице (около 30%) и лишь около 40% идет на транспирацию, фотосинтетическую деятельность и другие процессы. При значительной высоте и густоте растений освещенность среди них по сравнению с открытым грунтом резко снижается от верхнего яруса листьев к нижним. В пасмурную погоду естественное освещение в теплице может быть недостаточным, поэтому используют люминесцентные лампы, свет которых по спектру близок к дневному. В нем мало инфракрасных лучей, что делает свет «холодным» и не вызывает перегрева растений.

4.7 Пути более полного использования солнечной радиации в сельском хозяйстве

Важное производственное значение имеет регулирование количества солнечной радиации, получаемой растением. Этого достигают, создавая определенную густоту посева и посадки, устраивая кулисы

из высокостебельных растений, выращивая культуры под покровом других растений и другими приемами.

Регулировать количество солнечной радиации, получаемой растением в полевых условиях, можно также методом выбора направления рядов, гребней. Еще в 1882 г. И. А. Стебут заметил, что освещенность растений и использование ими солнечной энергии меняются в зависимости от направления рядов. Ряды растений, направленные с севера на юг, полнее используют рассеянную радиацию утренних и вечерних часов, богатую фотосинтетически активными лучами.

Для получения высоких и стабильных урожаев сельскохозяйственных культур необходимо выводить такие сорта, которые в ограниченных метеорологических условиях среды (например, недостаток воды) имели бы активный фотосинтетический аппарат, позволяющий им в неблагоприятных условиях формировать высокопродуктивные посевы.

Учитывая, что в посевах и насаждениях в зависимости от времени дня, фазы развития, высоты и густоты растений, облачности и других факторов меняются условия освещенности, необходимо создавать такие сорта, которые позволили бы листовому аппарату работать с высоким $KPI_{\text{фар}}$ при различной освещенности.

Ученые стремятся создавать такие конструкции посевов, которые бы обеспечивали максимальную освещенность листовой поверхности и, следовательно, максимальную их продуктивность. В плодоводстве садоводы формируют крону дерева так чтобы создать в ней оптимальный радиационный режим.

Деревья с малообъемными кронами разных форм (веретеновидное, пальметта и др.), как показывает отечественный и зарубежный опыт, высокоурожайны и высокорентабельны. При этом повышаются и товарные качества плодов.

Наиболее благоприятные условия для поглощения солнечной радиации создаются в садах со слаборослыми деревьями, так как конструкции насаждений, создаваемые из деревьев небольших размеров с малой толщиной крон, лучше пропускают ФАР, что обеспечивает высокую продуктивность растений и является предпосылкой высоких урожаев плодов.

Использовать солнечную энергию в современной практике можно, преобразуя ее в тепловую и электрическую энергию с помощью гелиоустановок.

Гелиоустановки типа «горячий ящик» используют для нагрева воды, сушки фруктов и овощей, опреснения минерализованной воды и т.д. «Горячий ящик» обычно изготавливают в виде плоского прямоугольника, часто застекленного, герметичного (водонагреватель) или с вентиляционными отверстиями (гелиосушилка), который обращен тепловоспринимающей поверхностью к солнечным лучам. Гелиоустановки подобного типа экономят топливо и значительно сокращают, например, время сушки овощей и фруктов, при этом качество и содержание витамина С в них выше, чем при естественной сушке.

По принципу «горячего ящика» устраивают также парники и теплицы.

Для получения температур более 100°C применяют метод концентрации солнечной энергии. Концентраторами являются зеркальные отражатели различной формы, собирающие солнечные лучи в своем фокусе. Тело, помещенное в фокус параболического зеркала, может быть нагрето до 3000-4000°C.

Вопросы для самоконтроля

1. Биологическое значение лучистой энергии.
2. Фотосинтетически активная радиация.
3. Освещенность и растения.
4. Продолжительность освещения и растения.
5. Приборы для измерения лучистой энергии.
6. Радиационный режим посевов и теплиц.
7. Использование солнечной радиации в сельском хозяйстве.
8. Гелиоустановки типа «горячий ящик».
9. Метод выбора направления рядов, гребней.
10. Спектр солнечной радиации.

5 ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ

5.1. Тепловой баланс земной поверхности

Лучистая энергия в деятельном слое преобразуется в тепловую энергию. При положительном радиационном балансе (днем, летом) часть этого тепла затрачивается на нагревание деятельного слоя, часть – на нагревание приземного воздуха, растений, а часть – на испарение воды с почвы и растений. Когда радиационный баланс отрицательный (ночью, зимой), затраты тепла, связанные с эффективным излучением деятельной поверхности, компенсируются приходом тепла из деятельного слоя, от воздуха, часть тепла выделяется при конденсации (сублимации) водяного пара на деятельной поверхности. Этот приход и расход энергии на деятельной поверхности выражаются уравнением теплового баланса:

$$B=A+P + LE, \quad (5.1)$$

где B – радиационный баланс деятельной поверхности; A – поток тепла между деятельной поверхностью и нижележащими слоями; P – поток тепла между поверхностью и приземным слоем воздуха; LE – поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды (испарение – конденсация).

Другие составляющие теплового баланса земной поверхности (потоки тепла от энергии ветра, приливов, от выпадающих осадков, расход энергии на фотосинтез и др.) значительно меньше указанных ранее членов баланса, поэтому их можно не принимать во внимание.

Смысл уравнения заключается в уравнивании радиационного баланса земной поверхности нерадиационной передачей тепла.

Соотношение между нерадиационными потоками тепла зависит от характера подстилающей поверхности. Например, на водоемах днем основные затраты связаны с испарением и нагревом деятельного слоя и мало тепла отдается воздуху. На суше наименьшее значение имеет теплообмен в деятельном слое, соотношение же между P и LE зависит от влажности почвы. На хорошо увлажненных посевах, где деятельным слоем является и сам растительный покров, затраты тепла на испарение больше, чем на нагревание воздуха. Если почва в посевах слабо увлажнена, то радиационное тепло затрачивается в основном на нагревание растений и воздуха.

Суточный ход составляющих теплового баланса в районе Санкт-Петербурга показан на рисунке 5.1.

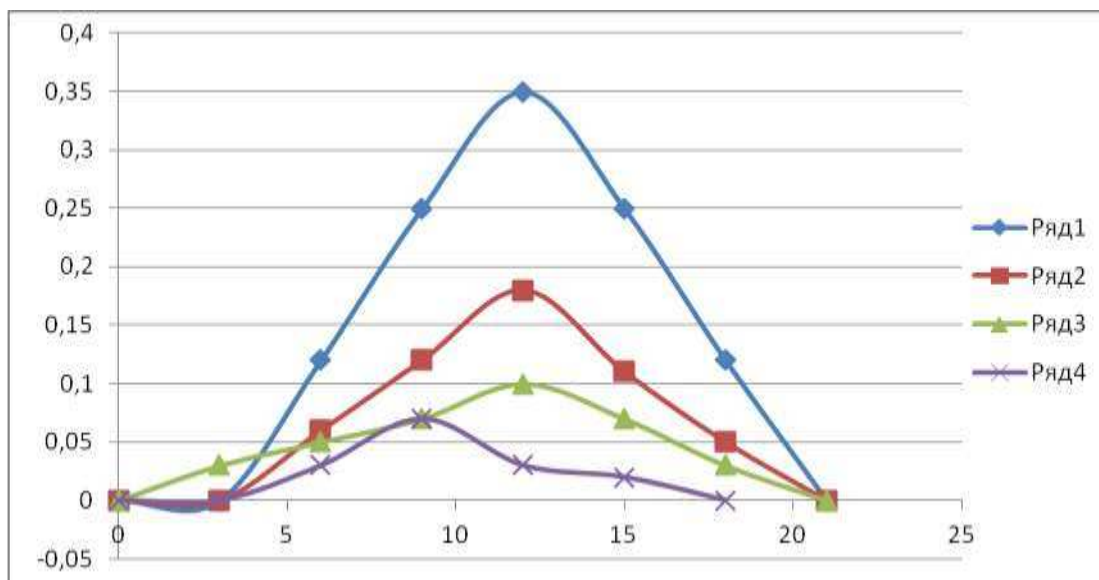


Рисунок 5.1 – Суточный ход теплового баланса:

B – радиационный баланс деятельной поверхности, ряд 1; A – поток тепла между деятельной поверхностью и нижележащими слоями, ряд 2; P – поток тепла между поверхностью и приземным слоем воздуха ряд 3; LE – поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды (испарение-конденсация), ряд 4

На рисунке видно, что изменения тепловых потоков в течение суток следуют за ходом радиационного баланса, который является главным членом уравнения теплового баланса. Лишь максимум потока тепла в деятельном слое (A) наблюдается в утренние часы. Подобные же закономерности отмечаются и в годовом ходе составляющих теплового баланса.

5.2. Суточный и годовой ход температуры поверхности почвы

Из того, что тепловой баланс земной поверхности равен нулю, не следует, что температура поверхности не меняется. Когда передача тепла направлена вниз ($+A$), то значительная часть тепла, приходящая к поверхности сверху, остается в деятельном слое. Температура этого слоя и деятельной поверхности при этом возрастает. А при передаче тепла через земную поверхность снизу вверх ($-A$) тепло в атмосферу уходит прежде всего из деятельного слоя, вследствие чего температура поверхности понижается.

За температурой поверхности почвы и температурой на различной глубине наблюдают на некоторых метеорологических станциях уже свыше 100 лет. Обработка этих данных позволила уста-

новить закономерности изменения температуры почвы в течение суток и года.

Дневное нагревание и ночное охлаждение поверхности почвы вызывают суточные колебания ее температуры. Суточный ход температуры обычно наблюдается по одному максимуму и минимуму. Минимум температуры поверхности почвы при ясной погоде наблюдается перед восходом Солнца, когда радиационный баланс еще отрицателен, а обмен теплом между воздухом и почвой незначителен. С восходом Солнца, по мере увеличения радиационного баланса температура поверхности почвы возрастает. Максимум температуры наблюдается около 13 ч, затем температура начинает понижаться [8].

В отдельные дни указанный суточный ход температуры почвы нарушается под влиянием облачности, осадков и других факторов. При этом максимум и минимум могут смещаться на другое время.

Разность между максимумом и минимумом в суточном или годовом ходе называется *амплитудой* хода температуры.

На амплитуду суточного хода температуры поверхности почвы влияют следующие факторы:

- время года: летом амплитуда наибольшая, зимой –наименьшая;
- географическая широта: амплитуда связана с полуденной высотой Солнца, которая возрастает в направлении от полюса к экватору, поэтому в полярных районах амплитуда незначительна, а в тропических пустынях, где к тому же велико эффективное излучение, она достигает 50-60°C;
- рельеф местности: по сравнению с равниной южные склоны нагреваются сильнее, северные – слабее, а западные – несколько сильнее восточных, соответственно изменяется и амплитуда;
- растительный и снежный покров: амплитуда суточного хода под этими покровами меньше, чем при их отсутствии, так как они уменьшают нагрев и охлаждение поверхности почвы;
- цвет почвы: амплитуда суточного хода температуры поверхности темных почв больше, чем светлых, поскольку поглощение и излучение радиации у первых больше, чем у вторых;
- состояние поверхности: рыхлые почвы имеют большую амплитуду, чем плотные; в плотных почвах поглощенное тепло распространяется вглубь, а в рыхлых остается в верхнем слое, поэтому последние больше нагреваются;
- влажность почвы: на поверхности влажных почв амплитуда меньше, чем на поверхности сухих; во влажных почвах поглощенное

тепло, как и в плотных почвах, распространяется вглубь, а часть тепла затрачивается на испарение, вследствие этого они меньше нагреваются, чем сухие;

- облачность: в пасмурную погоду амплитуда значительно меньше, чем в ясную, так как облачность уменьшает дневной прогрев и ночное охлаждение деятельной поверхности.

Годовой ход температуры поверхности почвы определяется различным приходом солнечной радиации в течение года.

Наименьшие температуры на поверхности почвы обычно наблюдаются в январе-феврале, наибольшие – в июле или августе.

На амплитуду годового хода температуры поверхности почвы влияют те же факторы, что и на амплитуду суточного хода, за исключением широты места. Амплитуда годового хода в отличие от суточного хода возрастает с увеличением широты. В экваториальной зоне она в среднем составляет 2-3°C, а в полярных районах материков превышает 70°C (Якутия), так как в низких широтах высота Солнца в течение года меняется мало.

5.3 Теплофизические характеристики почвы

Между поверхностью почвы и ее нижележащими слоями происходит непрерывный обмен теплом. Передача тепла в почву осуществляется главным образом за счет молекулярной теплопроводности.

Нагревание и охлаждение почвы в основном зависят от ее теплофизических характеристик: теплоемкости и теплопроводности.

Теплоемкость – количество тепла, необходимое для повышения температуры почвы на 1°C. Различают удельную и объемную теплоемкость.

Удельной теплоемкостью ($C_{уд}$) называют количество тепла, необходимое для нагревания 1 кг почвы на 1°C.

Объемной теплоемкостью ($C_{об}$) называют количество тепла, необходимое для нагревания 1 м³ почвы на 1°C. В СИ удельная теплоемкость выражается в Дж/(кг К), объемная – в Дж/(м³·К).

Между объемной и удельной теплоемкостями существует соотношение

$$C_{об} = C_{уд} \rho, \quad (5.2)$$

где ρ – плотность почвы, кг/м³.

Для различных минеральных и органических компонентов почвы объемная теплоемкость почти одинакова и составляет $2,0 \cdot 10^3 \dots 2,7 \cdot 10^3$ кДж/(м³·К). Поэтому очевидно, что теплоемкость различных почв зависит не столько от состава твердой части почвы, сколько от количества воздуха и воды, находящихся в порах, так как теплоемкость воды равна $4,2 \cdot 10^3$ кДж/(м³·К), а теплоемкость воздуха – $1,2$ кДж/(м³·К). Следовательно, при одинаковом притоке или отдаче тепла сухие почвы нагреваются или охлаждаются больше и быстрее, чем влажные.

Способность почвы передавать тепло от слоя к слою называют теплопроводностью.

Мерой теплопроводности почвы служит *коэффициент теплопроводности* (λ), который в СИ численно равен количеству тепла, Дж, проходящего за 1 с через основание столба почвы сечением 1 м² и высотой 1 м, если разность температур на верхнем и нижнем его основаниях равна 1°С. Единицей измерения λ в СИ является Вт/(м·К).

Коэффициент теплопроводности твердой части почвы изменяется от 0,25 до 8,80 Вт/(м·К) (см. табл. 5.1). Поскольку коэффициент теплопроводности воды в 20 раз больше, чем воздуха, теплопроводность почвы в значительной степени зависит от влажности и пористости почвы.

Коэффициент теплопроводности с увеличением влажности почвы от 2 до 8% возрастает очень быстро, а затем замедляется, так как с увеличением влажности теплопроводность почвы приближается к теплопроводности воды, которая меньше теплопроводности минеральных частей почвы.

С увеличением пористости теплопроводность почвы уменьшается, так как теплопроводность твердых частей почвы более чем в 100 раз больше молекулярной теплопроводности воздуха.

Для оценки быстроты выравнивания температуры в слое почвы используют понятие *температуропроводность*. Мерой температуропроводности почвы служит *коэффициент температуропроводности* (м²/с), который характеризует скорость распространения тепла в почве и определяется отношением коэффициента теплопроводности λ к ее объемной теплоемкости:

$$T = \lambda / C_{об}. \quad (5.3)$$

Коэффициент температуропроводности почвы зависит главным

образом от соотношения содержания в ней воздуха и воды. Поскольку температуропроводность воздуха ($\kappa_a = 21 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$) значительно больше, чем воды ($\kappa_v = 0,14 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$), то сухие почвы быстрее прогреваются и охлаждаются, чем влажные. При малых значениях влажности почвы коэффициент температуропроводности растет быстро, затем по мере увеличения влажности рост замедляется. Это связано с тем, что изменение температуропроводности является результатом совместного изменения теплопроводности и теплоемкости.

Теплофизические характеристики почвы также зависят от ее плотности. С уменьшением плотности теплоемкость и теплопроводность сухих почв снижаются. Поэтому разрыхленные почвы в пахотном слое днем – теплее, чем плотные, а ночью – холоднее. Кроме того, разрыхленная почва имеет большую удельную поверхность, чем плотная, и поэтому днем поглощает больше радиации, а ночью интенсивнее излучает тепло.

5.4 Закономерности распространения тепла в почве

К распространению тепла в почве применима общая теория молекулярной теплопроводности, предложенная в свое время Фурье, и законы распространения тепла в почве носят название законов Фурье.

1. Независимо от типа почвы период колебаний температуры с глубиной не изменяется. Это значит, что как на поверхности почвы, так и на всех глубинах интервал между двумя последовательными максимумами и минимумами температуры в суточном ходе составляет 24 ч, а в годовом – 12 мес.

2. Возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в геометрической прогрессии.

Так, если на поверхности суточная амплитуда равна 30°C , на глубине 20 см – 5°C , то на глубине 40 см она будет уже менее 1°C .

На глубине 70-100 см независимо от типа почвы суточная амплитуда практически равна нулю. С этой глубины начинается *слой постоянной суточной температуры*.

Годовые колебания температуры распространяются в глубину с уменьшением амплитуды по тому же закону. Амплитуды годовых колебаний убывают почти до нуля на глубине 15-20 м в средних широтах, около 10 м – в южных и 30 м – в полярных широтах. С этих глубин начинается *слой постоянной годовой температуры*.

Слой почвы (включая растительность), в котором наблюдается суточный и годовой ход температуры, называют *активным*, или *дейтельным, слоем*.

Максимальные и минимальные температуры на глубинах наступают позднее чем на поверхности, причем запаздывание прямо пропорционально глубинам. Суточные максимумы и минимумы запаздывают на каждые 10 см глубины в среднем на 2,5-3,5 ч, а годовые – на каждый 1 м глубины на 20-30 сут. Например, если в суточном ходе минимальная температура поверхности почвы наступает в 6 ч, а максимальная – в 13 ч, то на глубине 10 см минимальная температура отмечается примерно в 9 ч, а максимальная – около 16 ч.

Наблюдения показывают, что фактическое распространение тепла в почве достаточно близко соответствует этим законам.

Усложнения связаны главным образом с неоднородностью состава и структуры почвы на разных глубинах. Кроме того, тепло распространяется в глубину почвы вместе с просачиванием осадков, что, конечно, не подчиняется законам молекулярной теплопередачи.

С особенностями суточного и годового хода температуры на разных глубинах связано распределение температуры почвы по вертикали в различное время суток и года. Различают два типа вертикального распределения температуры почвы: *тип инсоляции* и *тип излучения*. При типе инсоляции температура с глубиной понижается, а при типе излучения – повышается. Тип инсоляции характерен для тех промежутков времени, когда радиационный баланс положителен (днем, летом), а тип излучения характерен для промежутков времени, когда радиационный баланс отрицателен (ночью, зимой).

Распределение температуры в почве в течение года, месяца, суток удобно рассматривать при помощи особых графиков, позволяющих выяснить изменение температуры почвы в зависимости от глубины и времени. Для построения такого графика на вертикальной оси откладывают глубину, а на горизонтальной – время. На график наносят среднюю месячную температуру почвы на различной глубине. Затем точки с одинаковой температурой соединяют плавными *линиями-термоизоплетами*. Этот график дает наглядное представление о температуре активного слоя почвы на любой глубине.

Перемещение вдоль горизонтальной линии позволяет видеть изменение температуры на данной глубине в течение года, а вдоль вертикальной линии дает возможность судить о распределении температуры с глубиной в определенном месяце. Таким образом, пользу-

ясь термоизоплетами, можно определить температуру на любой глубине в любое время. Такие графики используют, например, для определения глубины проникновения критических температур, повреждающих корневую систему плодовых деревьев.

Термоизоплеты годового хода используют также в коммунальном хозяйстве, промышленном, дорожном строительстве, при мелиорации для определения глубины промерзания, так как мощность мерзлого слоя обязательно надо учитывать при закладывании дренажных труб и т.д.

Практическая работа 4. Тепловые характеристики почвы. Анализ наблюдений за температурой почвы

Задание

1. Изучить темы 5.3 и 5.4.
2. Рассчитать объемную теплоемкость, используя данные таблицы П.5 для заданного варианта [4].

Расчет объемной теплоемкости влажной почвы. Теплоемкостью называется количество тепла в калориях, необходимое для нагревания единицы вещества на 1°К. Если за единицу вещества принимается 1 см³, то теплоемкость называется объемной (кал / см³·град); если за единицу берется 1 г вещества, то теплоемкость называется удельной (кал/г. град) [4]. Зависимость между ними выражается формулой

$$C = c \cdot \rho, \quad (5.4)$$

где C – объемная теплоемкость;

c – удельная теплоемкость;

ρ – плотность вещества.

В практических работах большей частью пользуются объемной теплоемкостью. Объемная теплоемкость влажной почвы определяется по объемному весу почвы, ее удельной теплоемкости и влажности:

$$C = c_n \cdot q + c_v \cdot q \cdot W, \quad (5.5)$$

где c_n – удельная теплоемкость сухой почвы;

c_v – удельная теплоемкость почвенной влаги;

q – объемный вес (плотность) сухой почвы;

W – влажность в долях единицы.

Для оценки агрометеорологических условий необходимо знать характер изменения температуры почвы в течение вегетационного

периода или зимой. Для этих целей на метеостанциях объемная теплоемкость определяется по декадам и за месяц. Для этого используются средние декадные и средние месячные значения массовой доли влаги в почве.

На конкретном примере рассчитаем объемную теплоемкость для влажной почвы (суглинок) по формуле (5.5), если известно, что

$q = 1,17103 \text{ кг/м}^3$ – плотность сухой почвы (суглинка);

$c_n = 838 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$ – удельная теплоемкость суглинка;

$c_v = 4,19 \cdot 10^3 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$ – удельная теплоемкость почвенной влаги;

$W = 0,105$ – почвенная влага в долях.

Подставим в формулу (5.5)

$$C = c_n \cdot q + c_v \cdot q \cdot W = q(c_n + c_v \cdot W) = 1,17 \cdot 10^3 (838 + 4,19 \cdot 10^3 \cdot 0,105) = 1,17 \cdot 10^3 \cdot 1,278 \cdot 10^3 = 1,495 \text{ мдж /м}^3 \cdot \text{К} \text{ (1 мдж = 1000 кдж = 1000000 Дж)}.$$

Практическая работа 5. Законы распространения колебаний температуры в глубь почвы. Анализ распространения колебаний температуры в глубь почвы

Задание

Исходные данные помещены в таблице П.6.

1. Изучить раздел 5.4.

2. Провести аналогичные расчеты для заданной почвы (c_n) и заданного содержания почвенной влаги (W). Варианты даны в таблице П.5.

3. Построить графики суточного хода температуры почвы на поверхности и на глубинах 5, 10, 15, 20 см и провести анализ распространения колебаний температуры в глубь почвы, используя три закона Фурье.

Распространение колебаний в глубь почвы описывается тремя законами Фурье [4].

Первый закон Фурье – период колебаний температуры остается неизменным с глубиной и равен 24 ч в суточном ходе.

Второй закон Фурье – амплитуда колебаний с глубиной уменьшается по экспоненте, т.е. глубина увеличивается в арифметической прогрессии, а амплитуда уменьшается в геометрической прогрессии

Третий закон Фурье – с глубиной время наступления максимума или минимума температуры запаздывает пропорционально глубине.

Суточные минимальные и максимальные температуры запаздывают в среднем на 2,5-3,5 ч на каждые 10 см, поэтому этот закон называют законом запаздывания.

Суточный, годовой или средний многолетний ход температуры почвы можно представить в виде графика. Для этого в определенном масштабе по горизонтальной оси откладывают сроки наблюдений, а по вертикальной оси – величины температуры почвы в °С.

Пример: по исходным данным (вариант 1, табл. П.6) построим 5 графиков суточного хода (рис. 5.2-5.6).

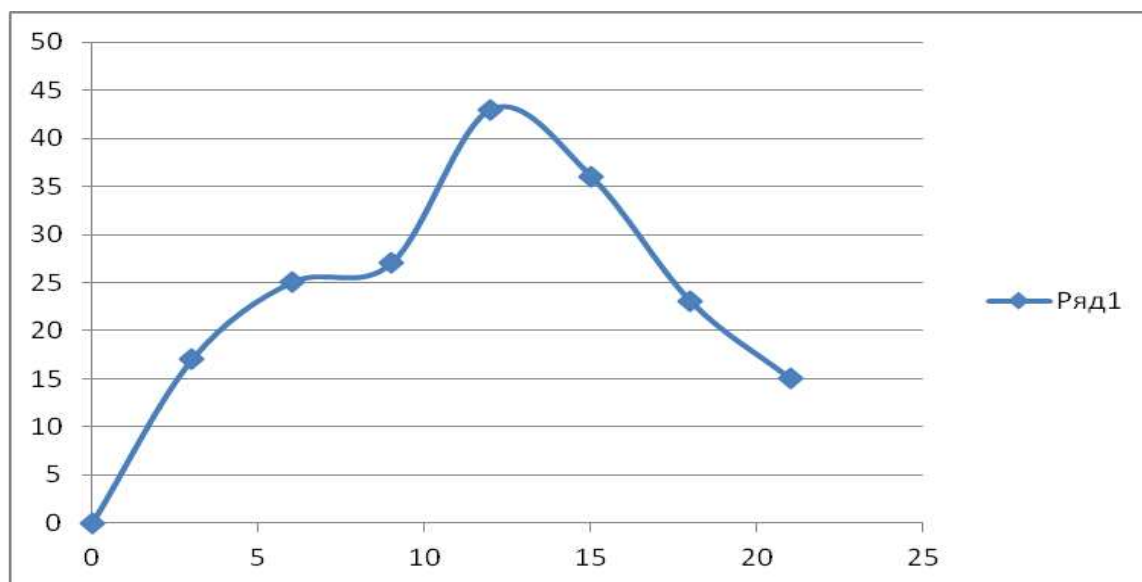


Рисунок 5.2 – График суточного хода температуры поверхности почвы за сутки

Анализ показывает, что максимум температуры наступает в 12 ч у поверхности земли, а минимум – в 0 ч.

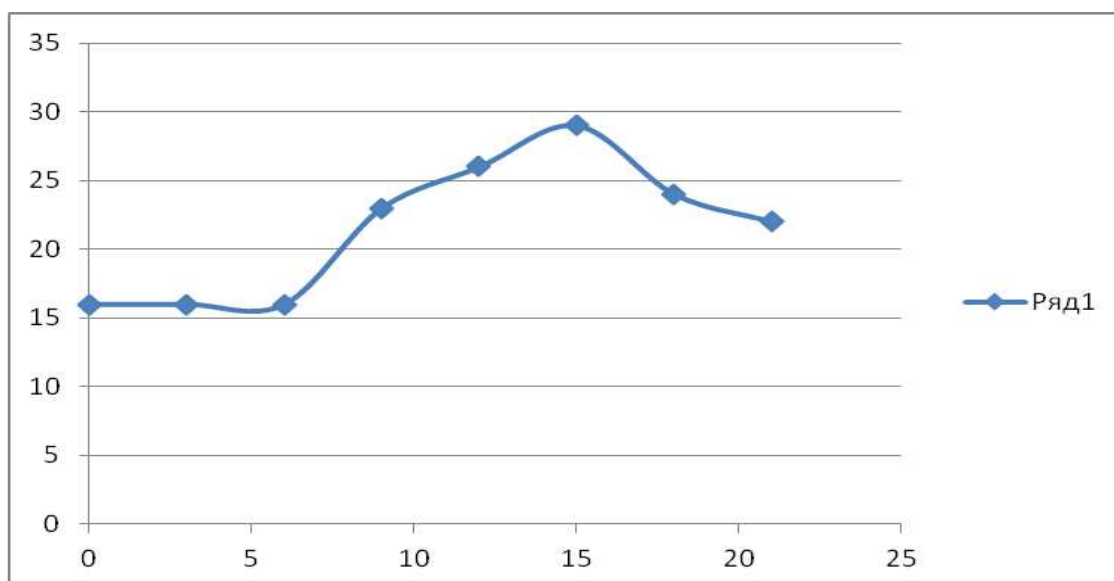


Рисунок 5.3 – График суточного хода температуры почвы на глубине 5 см за сутки

На глубине 5 сантиметров максимум температуры наступает в 15 ч, на 3 ч позднее, чем у поверхности земли, а минимум – в 3 ч, что тоже на 3 ч позднее, чем у поверхности земли, т.е. подтверждается некая закономерность.

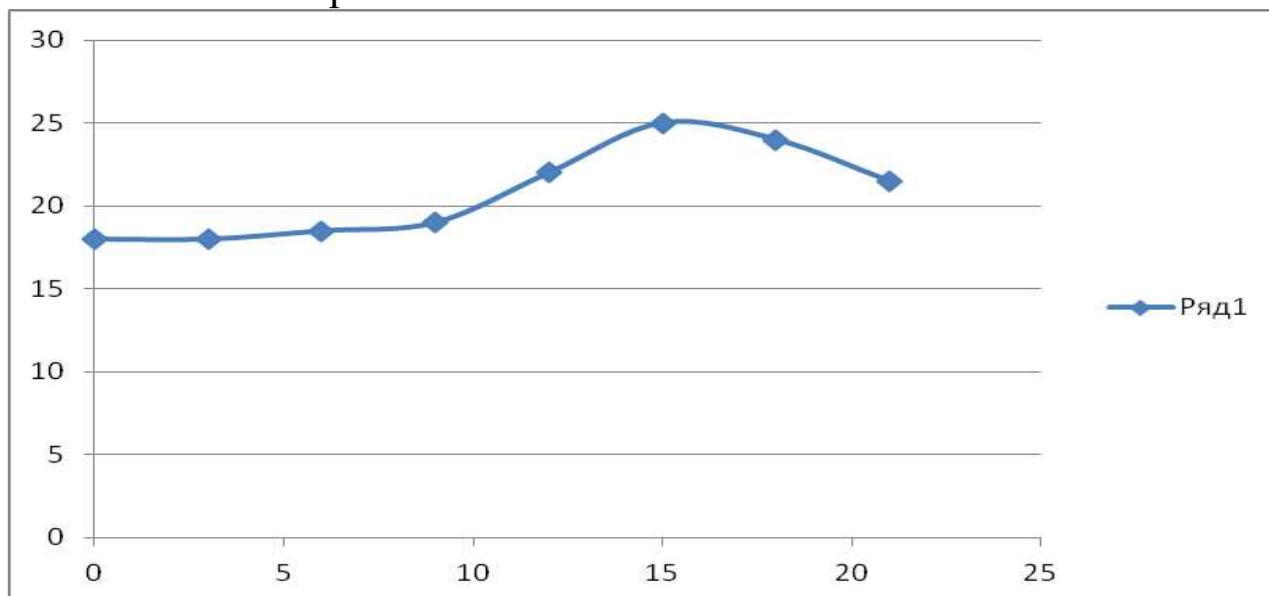


Рисунок 5.4 – График суточного хода почвы на глубине 10 см за сутки

На графике хорошо видно уменьшение амплитуды суточного хода.

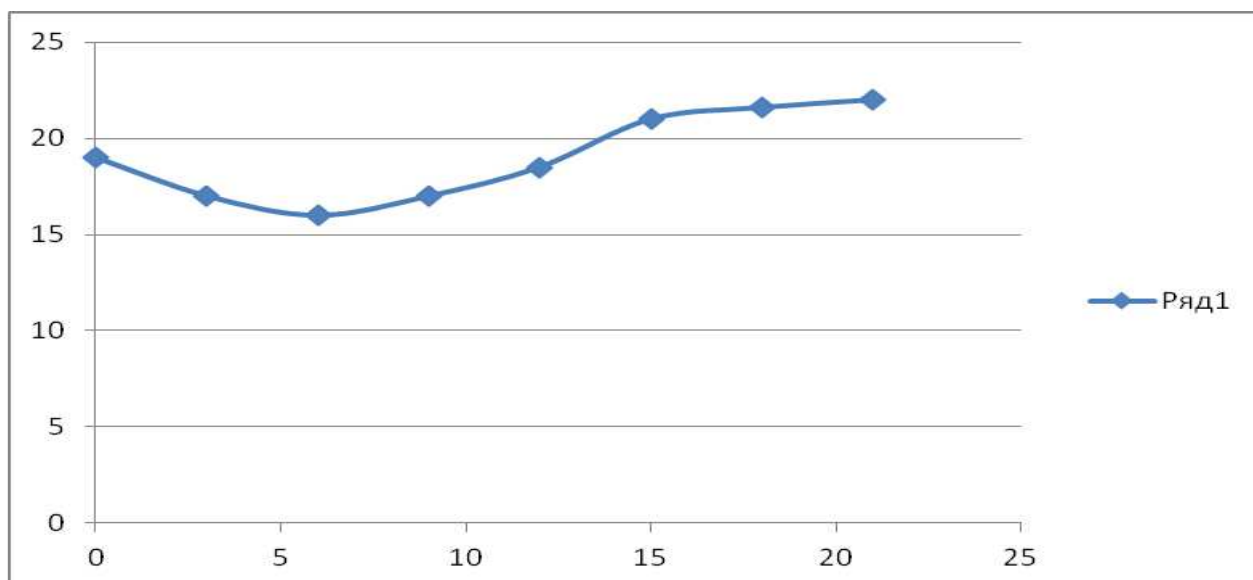


Рисунок 5.5 – График суточного хода температуры почвы на глубине 15 см

На этом графике заметно уменьшилась амплитуда суточного хода, что тоже подтверждает закономерность, «амплитуда с глубиной уменьшается».

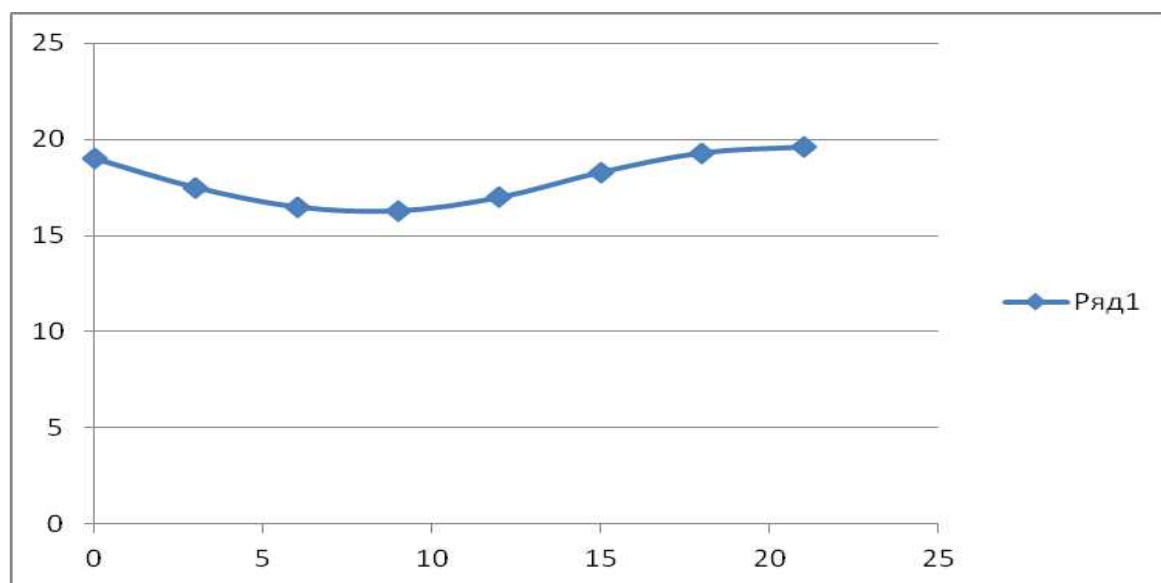


Рисунок 5.6 – График суточного хода температуры почвы на глубине 20 см

На этом графике видно, что максимум наблюдается в 21 ч, а минимум температуры – в 9 ч, продемонстрировано, что амплитуда с высотой уменьшается, что соответствует закономерности. Следует отметить, что закономерности распределения температуры с глубиной не всегда выполняются, что подтверждают данные таблицы 5.1.

Результаты анализа оценки третьего закона Фурье – время наступления максимума и минимума у поверхности и на глубинах поместить в таблицу 5.1.

Таблица 5.1 – Результаты анализа распространения колебаний температуры вглубь почвы

Время	Глубины, см		
	0	10	20
Время наступления максимума	13	16	22
Время наступления минимума	01	01	10

По результатам анализа первый закон Фурье действует на всех глубинах; второй закон выполняется, амплитуда с глубиной умень-

шается. Третий закон Фурье выполняется частично, лишь в слое от 0 до 10 см по максимальной температуре, далее с глубиной отмечается его нарушение; по минимальной температуре третий закон Фурье не выполняется.

Вопросы для самостоятельного изучения

1. Тепловой баланс земной поверхности.
2. Суточный и годовой ход температуры почвы.
3. Теплофизические характеристики почвы.
4. Закономерности распределения тепла в почве.
5. Законы Фурье.
6. Типы вертикального распределения температуры почвы.
7. Термоизоплеты.
8. Слой постоянной суточной температуры.
9. Слой постоянной годовой температуры.
10. Слой активный, или деятельный.

6. ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА, РАСТИТЕЛЬНОГО И СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОЧВЫ

Существенное влияние на температуру почвы оказывает рельеф местности: его формы, ориентация склонов и их крутизна. Весной, летом и осенью южные склоны днем теплее, а северные заметно холоднее открытого ровного места, причем микроклиматические различия возрастают с увеличением крутизны склонов [10].

Наименьшие различия в термическом режиме деятельной поверхности на склонах и ровном месте наблюдаются летом, а наибольшие – весной и осенью. Это обусловлено распределением прямой солнечной радиации и радиационного баланса на склонах различной ориентации и крутизны.

Западные склоны получают от Солнца такое же количество тепла, как и восточные. Однако при прочих равных условиях западные склоны несколько теплее, так как на восточных склонах часть тепла затрачивается утром на испарение росы с поверхности почвы и растений, тогда как на западных склонах, освещаемых Солнцем после полудня, росы уже нет.

Наличие растительного покрова на поверхности почвы оказывает заметное влияние на ее тепловой режим. Растительный покров затеняет земную поверхность, в результате чего почва в дневные часы под действием солнечной радиации нагревается меньше. В ночные часы растительный покров уменьшает охлаждение поверхности почвы, задерживая тепло, отдаваемое ею излучением. В целом почва под растительным покровом летом холоднее, чем оголенная. Кроме того, при наличии растительного покрова отмечают увеличение затрат поступающего тепла на испарение воды, а следовательно, уменьшение влажности почвы и, как следствие этого, уменьшение теплоемкости и теплопроводности почвы.

Например, под паром пахотный слой почвы летом на 5-6°C теплее, чем такой же слой под полевыми культурами. Особенно влияют на температуру почвы лес и сильнорослые плодовые насаждения. Средняя годовая температура почвы в лесу на глубине 1 м на 1-2°C ниже, чем в поле. Летом почва в лесу на глубине 0 см на 5-6°C холоднее, чем на участке без леса.

Особенно сильно на тепловой режим почвы влияет снежный покров. Теплопроводность снега очень мала, что приводит к значительному ослаблению теплообмена между почвой и атмосферой. Благо-

даря этому снежный покров предохраняет почву от глубокого промерзания и резких изменений температуры. Поэтому глубина промерзания почвы уменьшается с увеличением высоты снежного покрова (Барнаульская агрометеостанция, Шульгин А. М., 1972) [8].

Защитное действие снега особенно важно для озимых, многолетних трав, плодовых и ягодных культур. При снежном покрове высотой более 30 см посевы озимых не вымерзают даже при сильных морозах. Температура почвы на глубине 3 см (узел кущения озимых) в зависимости от высоты снежного покрова изменяется в больших пределах.

Если в зимний период снежный покров оказывает на почву отопляющее действие, то в весенние месяцы он затрудняет прогревание почвы, экранируя ее от солнечной радиации и забирая много тепла на таяние. В результате весной почва под снегом имеет более низкую температуру, чем оголенная.

6.1 Промерзание почвы. Вечная мерзлота

Почвенная влага содержит соли, поэтому почва замерзает не при 0°C, а при -0,5...-1,5°C. Промерзание начинается с верхних слоев и в течение зимы распространяется вглубь.

Глубину промерзания почвы обуславливают: суровость и продолжительность зимы; высота снежного покрова; растительный покров: на оголенных участках почва промерзает глубже, чем, например, в лесу; влажность почвы: сухие почвы промерзают более глубоко, чем увлажненные, так как последние имеют большую теплоемкость, кроме того, при замерзании воды выделяется теплота.

Весной промерзший слой почвы оттаивает сверху под влиянием прогрева поверхности, а также и снизу за счет прихода тепла от нижележащих слоев.

В Северном полушарии имеются обширные районы, где почва даже летом не оттаивает полностью. Мощность слоя вечной мерзлоты колеблется от 1-2 м до нескольких сотен метров. Например, в Якутии она достигает 500 м и более, в Забайкалье – 70-90 м.

Территория, занятая вечной мерзлотой, охватывает значительную часть Канады, почти всю Аляску и Гренландию, а в России она занимает более половины территории, распространяясь от Кольского полуострова на западе до Дальнего Востока. На юг вечная мерзлота особенно далеко распространяется в Забайкалье. Южная граница

вечной мерзлоты в основном совпадает с изотермой средней годовой температуры воздуха -2°C .

Летом верхние слои почвы в северной части района вечной мерзлоты оттаивают на глубину нескольких десятков сантиметров, а в южной части – на 10-15 м и более. На оттаявших почвах в районе вечной мерзлоты даже в Якутии можно возделывать овощные и некоторые зерновые культуры. Корневая система растений располагается в верхних, наиболее прогретых слоях почвы. Летом здесь выпадает мало осадков, но влаги в почве растениям достаточно, так как слой мерзлоты препятствует просачиванию талых вод. Этим же объясняется заболоченность тундры. В Восточной Сибири в области вечной мерзлоты прекрасно растут и деревья. Мерзлый грунт препятствует росту корней вглубь, корневая система деревьев распространяется только в слое, который оттаивает летом, поэтому здесь при сильных ветрах часто наблюдаются ветровалы.

Причина образования вечной мерзлоты точно неизвестна. Некоторые исследователи считают, что это явление представляет наследие ледникового периода. Такая мерзлота располагается в арктической зоне и на северо-востоке Сибири. В ней находят трупы ископаемых млекопитающих. В других районах, по мнению А. И. Воейкова и В. Б. Шостаковича, вечная мерзлота появилась позднее, что является результатом современных суровых климатических условий, главным образом суровых малоснежных зим. В такой мерзлоте трупов ископаемых млекопитающих нет.

Вечная мерзлота оказывает большое влияние на хозяйственную деятельность человека. Она создает значительные препятствия для производства земляных работ, различных построек и т.д. Для промышленного и сельскохозяйственного строительства в районах вечной мерзлоты разработана специальная технология.

6.2. Измерение температуры и глубины промерзания почвы

Для измерения температуры почвы применяют жидкостные (ртутные, спиртовые, толуоловые), термоэлектрические, электротермометры сопротивления и деформационные термометры [1].

Срочный термометр ТМ-3, ртутный, используют для измерения температуры поверхности почвы в данный момент (срок).

Максимальный термометр ТМ-1, ртутный, служит для измерения наивысшей температуры поверхности за период между сроками наблюдений.

Максимальный термометр отличается от срочного тем, что в канал капилляра непосредственно около резервуара входит тонкий штифтик, впаянный в дно резервуара. В результате этого в месте сужения происходит разрыв ртути, и таким образом фиксируется максимальное значение температуры за данный промежуток времени.

Минимальный термометр ТМ-2, спиртовой, применяют для измерения самой низкой температуры поверхности почвы за период между сроками наблюдений. Особенность устройства этого термометра заключается в том, что внутрь капилляра закладывается маленький из темного стекла штифтик.

При понижении температуры поверхностная пленка мениска движется в сторону резервуара и перемещает за собой штифтик. При повышении температуры спирт, расширяясь, свободно обтекает штифтик, который остается на месте, указывая удаленным от резервуара концом минимальную температуру между сроками наблюдений.

Коленчатые термометры (Савинова) ТМ-5, ртутные, предназначены для измерения температуры почвы в теплый период на глубинах 5, 10, 15 и 20 см.

Термометр-щуп АМ-6, толуоловый, используют для походных измерений температуры почвы на глубинах 3-40 см.

Транзисторный электротермометр ТЭТ-2 применяют для измерения температуры пахотного слоя в теплый период. Им можно измерять и температуру в буртах корнеплодов, картофеля, в зерновой массе в засеках.

Трость агронома ПИТТ-1 предназначена для измерения температуры пахотного слоя и замера глубины вспашки. Принцип его действия основан на измерении омического сопротивления в зависимости от температуры.

Вытяжные термометры ТПВ-50, ртутные, предназначены для измерений температуры почвы на глубинах 20-320 см в течение года. Их можно также использовать в хозяйствах для измерения температуры в буртах, силосных ямах и т.п.

Вместо коленчатых и вытяжных термометров на станциях часто применяют дистанционные электрические термометры, позволяющие измерять температуру почвы на разных глубинах непосредственно из служебного помещения.

Электротермометр сопротивления АМ-2М-1 предназначен для измерения срочной температуры почвы на глубине узла кущения.

Максимально-минимальный термометр АМ-17, толуоловый, служит для измерения экстремальных и срочных температур на глубине узла кущения (3 см) озимых культур. Принцип действия термометра основан на термическом изменении объема рабочей жидкости.

В последнее время получили развитие методы бесконтактного определения температуры поверхности почвы со спутников, самолетов и вертолетов, позволяющие получать осредненные значения температуры для значительных участков земной поверхности.

Мерзлотомер АМ-21 применяют для измерения глубины промерзания почвы. Этот прибор состоит из эбонитовой трубки, на верхней части которой нанесены деления в сантиметрах для определения высоты снежного покрова. В эту трубку помещают резиновую трубку с делениями через 1 см, заполненную дистиллированной водой.

Температуру по Международной практической шкале измеряют в градусах Цельсия. Градус по этой шкале составляет 1/100 интервала между точками таяния льда (0°C) и кипения воды (100°C).

В США чаще пользуются шкалой Фаренгейта. На этой шкале точке таяния льда соответствует температура 32°F, а точке кипения воды – температура 212°F. Интервал между этими точками разделен на 180 делений, т.е. градусов. Поэтому каждый градус шкалы Фаренгейта составляет лишь 5/9 градуса шкалы Цельсия.

В термодинамической температурной шкале температура измеряется в градусах Кельвина (К). У этой шкалы за нуль принята такая температура, при которой прекращается молекулярное движение (-273°C), т.е. тело не содержит никакого тепла. Точке таяния льда на ней соответствует температура 273°К, а точке кипения воды – температура 373°К. Эта единица Международной практической температурной шкалы является одной из основных единиц СИ.

6.3. Значение температуры почвы для растений

Одним из важнейших факторов жизни растения является температура почвы. Прорастание семян, развитие корневой системы, жизнедеятельность почвенной микрофлоры, усвоение корнями продуктов минерального питания в большой степени зависят от температуры почвы. С повышением температуры почвы все эти процессы активизируются. Значительное понижение температуры почвы приводит к гибели посевов озимых зерновых культур, многолетних трав и плодовых деревьев [10].

Семена большинства сельскохозяйственных культур в средней полосе прорастают при температуре 3-5°C, а такие, как рис, хлопчатник и другие требуют значительно более высоких температур – 13-15°C.

С повышением температуры почвы до оптимальной скорость прорастания семян возрастает, что обуславливает сокращение продолжительности периода от посева до появления всходов. Например, семена кукурузы при заделке их в увлажненную почву на глубину 4 см при температуре 12°C дают всходы через 21 день, а при температуре 18°C – через 8-9 дней.

6.4 Методы воздействия на температурный режим почвы

В целях оптимизации температурного режима для сельскохозяйственного производства проводят ряд мероприятий. В северных районах страны они направлены на повышение температурного режима почвы и максимальное использование зоны многолетней мерзлоты. В южных районах, где избыточное количество тепла угнетает растения, применяют агротехнические приемы, направленные на понижение температуры поверхности и пахотного слоя почвы.

Приемы активного влияния на тепловой режим почвы можно разделить на *агротехнические, агромелиоративные и агрометеорологические*.

К *агротехническим приемам*, изменяющим температурный режим почвы, относятся следующие приемы обработки почвы: глубокое рыхление, прикатывание, гребневание и др.

В условиях недостатка тепла температуру почвы повышают, создавая гребни и гряды. При этом площадь деятельной поверхности увеличивается на 20-25%, вследствие чего на протяжении длинного дня в северных районах поглощается больше тепла. Одновременно снижается влажность почвы. В результате на гребне дневная температура почвы на 3-5°C выше, чем на выровненных участках.

Прикатывание поверхности поля также повышает на 3-5°C температуру пахотного слоя почвы. Это объясняется более высокой теплопроводностью уплотненного слоя.

Температуру почвы можно регулировать и мульчированием, т. е. покрывая ее различными материалами: торфом, соломой, полиэтиленовыми и полиамидными пленками и др., меняющими альбедо и из-

лучение поверхности почвы, уменьшающими теплообмен между воздухом и почвой. В зависимости от цвета мульчи температура поверхности почвы может повышаться или понижаться на 4-7°C.

Применение в качестве мульчирующего покрытия прозрачных пленок способствует более интенсивному нагреванию почвы по сравнению с темными пленками. Это происходит потому, что прозрачные пленки пропускают видимую часть спектра, а темные – нет.

Эффективный агротехнический прием – снегозадержание, поскольку, как отмечалось ранее, снежный покров оказывает большое влияние на тепловой режим почвы.

К числу *агромелиоративных приемов*, влияющих на тепловой режим почвы, относятся орошение и осушение почвы, вследствие чего меняется расход тепла на испарение, и почва охлаждается или нагревается.

На юге температура поверхности почвы на орошаемых полях понижается на 15-30°C, на глубине 10 см – на 5-7, а на глубине 20 см – на 2-3°C по сравнению с богарными. Это связано с увеличением затрат тепла на испарение и изменением теплофизических характеристик почвы. Орошение увеличивает теплоемкость и теплопроводность почвы, что способствует более равномерному ее прогреву на большую глубину и уменьшению температурных колебаний.

На осушенных заболоченных участках температура почвы в летние месяцы повышена.

К простейшим *агрометеорологическим приемам* изменения теплового режима относятся посадка полезащитных лесных насаждений, создание дымовых завес и др.

Метеорологический эффект лесных полос многоплановый: они влияют на ветер, температуру воздуха и влажность почвы и способствуют накоплению снега на полях и т.д. При этом последние два фактора непосредственно воздействуют на температурный режим почвы.

Дымовые завесы уменьшают эффективное излучение деятельной поверхности и тем самым предотвращают радиационные заморозки или уменьшают их интенсивность.

В районах вечной мерзлоты для повышения температуры верхнего слоя почвы разработана специальная технология: снятие дернины и торфяного покрова, которые являются теплоизолирующими

прослойками. В результате температура почвы в среднем за теплый период увеличивается на 0,5-1,0°C.

Умелое регулирование теплового режима почвы способствует воспроизводству почвенного плодородия и существенно повышает урожайность сельскохозяйственных культур.

Вопросы для самоконтроля

1. Влияние рельефа на температуру почвы.
2. Промерзание почвы.
3. Измерение температуры и промерзания почвы.
4. Значение температуры почвы для растений.
5. Методы воздействия на температурный режим почвы.
6. Приемы орошения и осушения почвы.
7. Дымовые завесы.
8. Эффект лесных полос.
9. Агротехнический прием – снегозадержание.
10. Приемы активного влияния на тепловой режим почвы.

7 ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОЗДУХА

7.1 Процессы нагревания и охлаждения воздуха

Тепловым режимом атмосферы называют характер распределения и изменения температуры в атмосфере. Тепловой режим атмосферы определяется главным образом ее теплообменом с окружающей средой, т.е. деятельной поверхностью и космическим пространством за исключением верхних слоев атмосферы поглощает солнечную энергию сравнительно слабо. Основным источником нагревания нижних слоев атмосферы – тепло, получаемое ими от деятельной поверхности. В дневные часы, когда приход радиации преобладает над расходом, деятельная поверхность нагревается, становится теплее воздуха, и тепло передается от нее воздуху. Ночью деятельная поверхность теряет тепло из-за излучения и становится холоднее воздуха. В этом случае воздух отдает тепло почве, в результате чего сам он охлаждается. Перенос тепла между деятельной поверхностью и атмосферой, а также в самой атмосфере осуществляется следующими процессами:

Молекулярная теплопроводность. Воздух, непосредственно соприкасающийся с деятельной поверхностью, обменивается с ней теплом посредством молекулярной теплопроводности. Вследствие того, что коэффициент молекулярной теплопроводности неподвижного воздуха сравнительно мал, этот вид теплообмена незначителен.

Турбулентная теплопроводность. Она возникает внутри атмосферы вследствие вихревого, хаотического движения воздуха, т.е. турбулентности. Ее условно можно разделить на динамическую и термическую.

Динамическая турбулентность – вихревое хаотическое движение, возникающее в результате появления силы трения, как между отдельными слоями перемещающегося воздуха, так и между движущимся воздухом и подстилающей поверхностью.

Чем больше скорость ветра и шероховатость поверхности, тем большая завихренность потока воздуха.

Термическая турбулентность (тепловая конвекция) – упорядоченный перенос отдельных объемов воздуха в вертикальном направлении, возникающий при неравномерном нагревании различных участков поверхности. Над более прогретыми участками воздух

становится теплее, следовательно, легче окружающего и поднимается вверх. Его место занимает более холодный соседний воздух, который нагревается и тоже поднимается.

Над сушей тепловая конвекция развивается днем и летом, а над морем – ночью и зимой, когда водная поверхность теплее прилегающих слоев атмосферы.

Постоянное беспорядочное перемешивание воздуха в процессе турбулентности способствует очень быстрой передаче тепла между деятельной поверхностью и воздухом.

Радиационная теплопроводность. Определенную роль в передаче тепла от почвы к атмосфере играет излучение деятельной поверхностью длинноволновой радиации, поглощаемой нижними слоями атмосферы. Нижние слои атмосферы, нагреваясь, таким же способом последовательно передают тепло вышележащим слоям. В период охлаждения поверхности радиационный поток тепла направлен от вышележащих слоев атмосферы вниз. Радиационный поток тепла над сушей проявляется главным образом в ночные часы, когда турбулентность резко ослаблена, а тепловая конвекция отсутствует.

Конденсация (сублимация) водяного пара. При конденсации выделяется тепло, нагревающее воздух, особенно более высокие слои атмосферы, где образуются облака.

7.2 Суточный и годовой ход температуры воздуха

Изменения температуры приземного слоя воздуха в течение суток и года обусловлены периодическими колебаниями температуры подстилающей поверхности и наиболее четко выражены в его нижних слоях.

В суточном ходе кривая имеет по одному максимуму и минимуму. Минимальное значение температуры наблюдают перед восходом Солнца. Затем она непрерывно повышается, достигая наибольших значений в 14-15 ч, после чего начинает снижаться до восхода Солнца.

Амплитуда температурных колебаний – важная характеристика погоды и климата, зависящая от ряда условий.

С увеличением широты уменьшается полуденная высота Солнца над горизонтом. Вследствие этого по мере продвижения в более высокие широты амплитуда суточных колебаний понижается: в тропических широтах она составляет около 12°C, в умеренных областях – 8-9, у Полярного круга – 3-4, в Заполярье – 1-2°C (рис. 7.1).

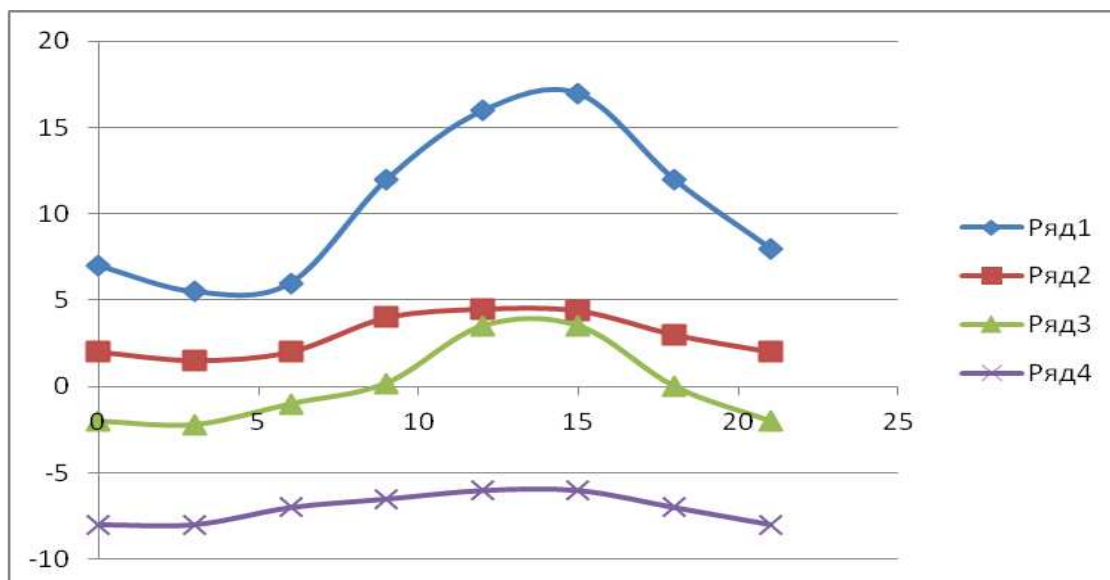


Рисунок 7.1 – Суточный ход температуры воздуха (в среднем за год) на разных широтах: 1 – Нукус ($\varphi = 42^\circ$ с.ш.); 2 – Санкт-Петербург ($\varphi = 60^\circ$ с.ш.); 3 – Екатеринбург ($\varphi = 58^\circ$ с.ш.); 4 – Мелкая Губа (Заполярье, $\varphi = 74^\circ$ с. ш.)

Амплитуда суточных колебаний температуры воздуха зависит от погодных условий. В ясную погоду амплитуда больше, чем в пасмурную, так как облака днем задерживают солнечную радиацию, а ночью уменьшают потерю тепла земной поверхностью путем излучения.

Амплитуда зависит также от времени года. В зимние месяцы при малой высоте Солнца в средних широтах она понижается до 2-3 °C.

На суточный ход температуры воздуха большое влияние оказывает рельеф местности. На выпуклых формах рельефа амплитуда суточных колебаний – меньше. На вогнутых – больше по сравнению с равнинной местностью. Это обусловлено тем, что площадь соприкосновения воздуха с подстилающей поверхностью на выпуклых формах рельефа меньше и он быстро сдувается с нее, заменяясь новыми массами. В вогнутых же формах рельефа при ослабленном ветровом режиме воздух сильнее нагревается от поверхности в дневные часы и больше охлаждается ночью. Кроме того, ночью в долины стекает холодный воздух со склонов. Разность в температурах воздуха ночью на дне долин и на склонах может достигать до 10°C и более.

На значение амплитуды влияют и физические свойства почвы: чем больше суточный ход на самой поверхности почвы, тем больше суточная амплитуда температуры воздуха над ней.

Суточная амплитуда уменьшается при близости водных бассейнов. Растительный покров уменьшает амплитуду суточных коле-

баний температуры воздуха среди растений, так как он днем задерживает солнечную радиацию, а ночью – земное излучение.

Лес особенно заметно уменьшает суточные амплитуды. При наличии растительности зона наибольшего нагревания днем и наибольшего охлаждения ночью располагается на некоторой высоте над поверхностью почвы в зависимости от высоты растительного покрова и его густоты. Особенности суточного хода температуры воздуха следует учитывать при размещении культурных растений, выбирая для наиболее теплолюбивых культур те формы рельефа, которые обуславливают меньшую амплитуду хода температуры воздуха и почвы и, следовательно, менее заморозкоопасны.

Характеристикой годового хода температуры воздуха служит амплитуда годовых колебаний температуры воздуха. Она представляет разность между средними месячными температурами воздуха самого теплого и самого холодного месяцев в году.

Годовой ход температуры воздуха в разных географических зонах различен в зависимости от широты и континентальности местоположения. По средней многолетней амплитуде и времени наступления экстремальных температур выделяют четыре типа годового хода температуры воздуха.

Экваториальный тип. В экваториальной зоне в году наблюдают два слабовыраженных максимума температуры – после весеннего (21.03) и осеннего (23.09) равноденствия, когда Солнце находится в зените, и два минимума – после зимнего (22.12) и летнего (22.06) солнцестояния, когда Солнце находится на наименьшей высоте. Амплитуды годового хода здесь небольшие, что объясняется малым изменением притока тепла в течение года. Над континентами амплитуды составляют 5-10°C, над океанами – около 1°C.

Тропический тип. В тропических широтах наблюдают простой годовой ход температуры воздуха с максимумом после летнего и минимумом после зимнего солнцестояния. Амплитуды годового хода по мере удаления от экватора возрастают с увеличением различия между притоком тепла летом и зимой. Средняя амплитуда годового хода над материками составляет 10-20°C, над океанами – 5-10°C.

Тип умеренного пояса. Минимальные и максимальные значения температуры отмечаются после солнцестояний. Причем над материками Северного полушария максимальная среднемесячная температура отмечается в июле, над морями и побережьями – в августе. Годовые амплитуды над океанами и побережьями в среднем составляют 10-15°C, над материками – 40-50°C, а в Азии достигают 60°C.

Полярный тип. Минимум температуры в годовом ходе вследствие полярной ночи сдвигается на время появления Солнца над горизонтом (в Северном полушарии это февраль-март). Максимум температуры в Северном полушарии наблюдается в июле. Амплитуда годового хода температуры на суше (Гренландия, Антарктида) составляет 30-40°C, на побережьях – 20°C и более.

На годовой ход температуры воздуха оказывает влияние также высота места над уровнем моря. С увеличением высоты годовая амплитуда уменьшается. В средних широтах она понижается до высоты 3 км.

7.3 Изменение температуры воздуха с высотой

В тропосфере температура воздуха с высотой понижается, как отмечалось, в среднем на 0,6°C на каждые 100 м высоты. Однако в приземном слое распределение температуры может быть различным: она может и уменьшаться, и увеличиваться, и оставаться постоянной. Представление о распределении температуры с высотой дает вертикальный градиент температуры (ВГТ):

$$\text{ВГТ} = (T_H - T_B) : (Z_B - Z_H), \quad (7.1)$$

где $T_H - T_B$ – разность температур на нижнем и верхнем уровнях, °C;

$Z_B - Z_H$ – разность высот в метрах.

Обычно ВГТ рассчитывают на 100 м высоты.

В приземном слое атмосферы ВГТ может в 1000 раз превышать средний для тропосферы.

Значение ВГТ в приземном слое зависит от погодных условий (в ясную погоду ВГТ больше, чем в пасмурную); времени года (летом больше, чем зимой); времени суток (днем больше, чем ночью).

Ветер уменьшает ВГТ, поскольку при перемешивании воздуха его температура на разных высотах выравнивается. Над влажной почвой резко снижается ВГТ в приземном слое, а над оголенной почвой (паровое поле) ВГТ больше, чем над густым посевом или лугом. Это обусловлено различиями в температурном режиме этих поверхностей.

В результате определенного сочетания этих факторов ВГТ вблизи поверхности в пересчете на 100 м высоты может составлять более 100°C /100 м. В таких случаях и возникает тепловая конвекция.

Изменение температуры воздуха с высотой определяет знак ВГТ: если $\text{ВГТ} > 0$, то температура уменьшается с удалением от деятельной поверхности, что обычно бывает днем и летом; если $\text{ВГТ} = 0$, то температура с высотой не меняется; если $\text{ВГТ} < 0$, то температура

увеличивается с высотой и такое распределение температуры называют инверсией

7.4 Измерение температуры воздуха

На метеорологических станциях термометры устанавливают в особой будке, называемой психрометрической будкой, стенки которой жалюзийные. В такую будку не проникают лучи Солнца, но в то же время воздух имеет свободный доступ.

Термометры устанавливают на штативе так чтобы резервуары располагались на высоте 2 м от деятельной поверхности.

Срочную температуру воздуха измеряют ртутным психрометрическим термометром ТМ-4, который устанавливают вертикально. При температуре ниже -35°C используют низкоградусный спиртовой термометр ТМ-9.

Экстремальные температуры измеряют по максимальному ТМ-1 и минимальному ТМ-2 термометрам, которые укладывают горизонтально.

Для непрерывной записи температуры воздуха служит термограф М-16А.

7.5 Значение температуры воздуха для сельскохозяйственного производства

Значение температуры воздуха для сельского хозяйства общеизвестно. Фотосинтез, дыхание, транспирация, усвоение питательных веществ из почвы и другие физиологические процессы происходят в определенном диапазоне температур. Существуют температурные пределы жизнедеятельности растений – биологический минимум и биологический максимум. Между ними находится зона оптимальных температур, при которых наиболее интенсивно развиваются растения и формируется урожай.

Пределы температуры для различных растений неодинаковы и изменяются даже для одного и того же растения в период его вегетации, а также при перемещении растений в другие географические условия. Таким образом, их нельзя считать постоянными. Они могут сдвигаться в пределах генетически заложенной нормы реакции в результате приспособления к условиям среды.

7.6 Принципы изменения температуры, слои инверсии и изотермии

Суточный и годовой ход температуры воздуха. Изменение температуры воздуха в течение суток называется суточным ходом температуры воздуха. Изменение температуры воздуха в течение года называется годовым ходом температуры воздуха. Суточный и годовой ход температуры воздуха характеризуется амплитудой колебания суточного и годового хода. Амплитуда колебания температуры воздуха – разность между максимальными и минимальными температурами воздуха в суточном и годовом ходе.

Суточный и годовой ход, как правило, представляются графически. При построении графиков суточного и годового хода на горизонтальной оси откладывается время (часы, месяцы), а на вертикальной – значения температуры воздуха.

Практическая работа 6. Изменение температуры воздуха с высотой

Задание

1. По данным, представленным в таблице П.7, для своего варианта построить график суточного хода температуры воздуха и провести анализ т.е. определить $T_{\max}$, $T_{\min}$ (максимальную и минимальную температуры), $\tau_{\max}$, $\tau_{\min}$, ($\tau_{\max}$ – время наступления максимума, $\tau_{\min}$ – время наступления минимума), A – амплитуду суточного хода. График суточного хода температуры воздуха построить по аналогии графиков суточного хода температуры почвы.

2. Для заданного варианта рассчитать температуру воздуха до высоты 5,5 км по всем срокам наблюдений. Необходимые данные использовать из примера.

3. Представить графически распределение температуры с высотой для двух сроков наблюдения 03, 15 ч, построить кривые стратификации. На графике выделить слои инверсии и изотермии аналогично примеру на рисунке 7.2.

В тропосфере температура с высотой понижается. Изменение температуры с высотой характеризуется вертикальным градиентом. Вертикальным градиентом температуры воздуха (ВГТ) или (γ) называется ее изменение на каждые 100 м высоты:

$$\gamma = - \Delta t : \Delta Z \cdot 100, \quad (7.2)$$

где γ – вертикальный градиент температуры воздуха;

Δt – разность температур слоя;

ΔZ – разность высот слоя [4].

В тропосфере средний по высоте вертикальный градиент $\gamma = -0,65^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Зная вертикальный градиент температуры воздуха, можно определить температуру на любом уровне, если известна температура (t) на нижнем уровне:

$$t_z = t_0 - \gamma \cdot \Delta z;$$

$$t_0 = t_z + \gamma \cdot \Delta z,$$

где t_z – температура на уровне Z ;

t_0 – температура на нижнем уровне;

Δz – толщина слоя;

γ – вертикальный градиент.

Как правило, $\gamma < 0$ в тропосфере, если $\gamma = 0$, то это – слой изотермии, если $\gamma > 0$, это – слой инверсии.

Пример. По результатам наблюдения за температурой воздуха (табл. П.7) для одного варианта рассчитать температуру на высотах 0,5, 0,9, 1,5, 2,1, 2,5, 3,0, 3,5, 3,7, 5,5 км; если в тропосфере

$\gamma = -0,65^\circ/100 \text{ м}$;

в слое 0-0,9 км $\gamma = 1,5^\circ/100 \text{ м}$;

в слое 2,5-3,7 км $\gamma = 0^\circ/100 \text{ м}$.

Расчеты провести для восьми сроков наблюдения 21, 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18.

Результаты внести в таблицу 7.1.

Таблица 7.1 – Исходные данные и результаты расчетов температуры воздуха с высотой

№	Н (км)	Срок							
		21	00	03	06	09	12	15	18
1	0	7,7	4,7	0,9	0,5	7,9	14,1	15,2	15,0
2	0,5	15,2							
3	0,9	21,2							
4	1,5	17,3							
5	2,1	13,4							
6	2,5	10,8							
7	3,0	10,8							
8	3,5	10,8							
9	3,7	10,8							
10	5,5	-0,9							

На примере 1-го варианта рассчитаем температуру воздуха для одного срока 21 ч по следующему соотношению:

$$\begin{aligned}
 t_z &= t_0 - \gamma \cdot \Delta z; \\
 t_{0,5} &= 7,7 + 5 \cdot 1,5 = 15,2^\circ\text{C}; \\
 t_{0,9} &= 15,2 + 4 \cdot 1,5 = 21,2^\circ\text{C}; \\
 t_{1,5} &= 21,2 + 6 \cdot (-0,65) = 17,3^\circ\text{C}; \\
 t_{2,1} &= 17,3 + 6 \cdot (-0,65) = 13,4^\circ\text{C}; \\
 t_{2,5} &= 13,4 + 4 \cdot (-0,65) = 10,8^\circ\text{C}; \\
 t_{3,0} &= 10,8 + 5 \cdot 0 = 10,8^\circ\text{C}; \\
 t_{3,5} &= 10,8 + 5 \cdot 0 = 10,8^\circ\text{C}; \\
 t_{3,7} &= 10,8 + 2 \cdot 0 = 10,8^\circ\text{C}; \\
 t_{5,5} &= 10,8 + 18 \cdot (-0,65) = -0,9^\circ\text{C}.
 \end{aligned}$$

По аналогии рассчитывается температура для всех остальных сроков (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18). По полученным расчетам построим график температуры с высотой. Кривая, характеризующая распределение температуры с высотой называется кривой стратификации.

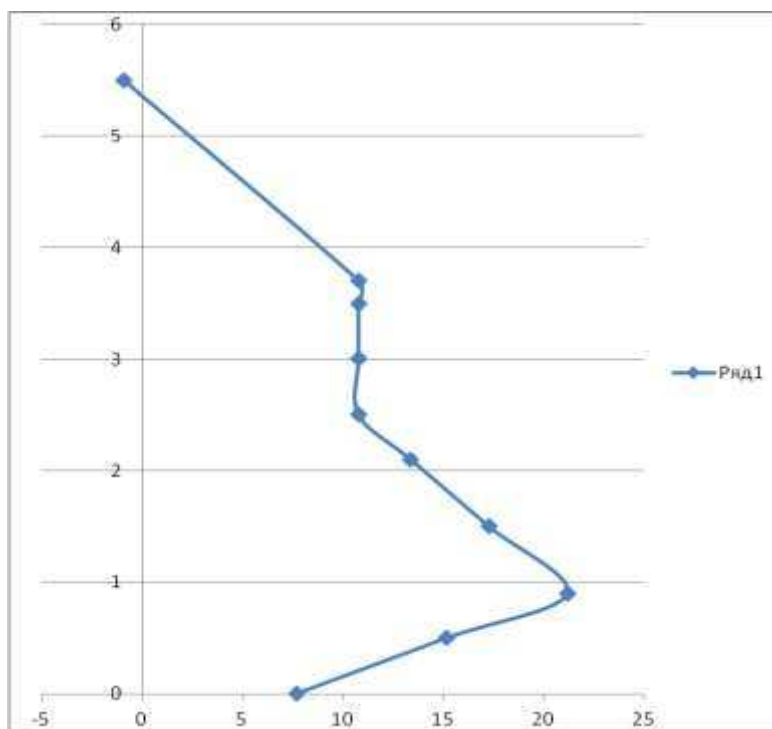


Рисунок 7 2 – Распределение температуры воздуха с высотой:
Н.Г. – нижняя граница задерживающего слоя, В.Г. – верхняя граница задерживающего слоя, $\gamma > 0$ – слой инверсии, $\gamma = 0$ – слой изотермии

Вопросы для самоконтроля

1. Тепловой режим атмосферы.
2. Молекулярная теплопроводность.

3. Динамическая турбулентность.
4. Термическая турбулентность.
5. Радиационная теплопроводность.
6. Сеточный ход температуры воздуха.
7. Годовой ход температуры воздуха.
8. Амплитуда суточного и годового хода температуры.
9. Типы годового хода температуры.
10. Распределение температуры воздуха с высотой.

8 ВОДЯНОЙ ПАР В АТМОСФЕРЕ

8.1 Влажность воздуха. Характеристики содержания водяного пара в атмосфере

Влажностью воздуха называют содержание водяного пара в атмосфере. Водяной пар является одной из важнейших составных частей земной атмосферы.

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения воды с поверхности водоемов, почвы, снега, льда и растительного покрова, на что затрачивается в среднем 23% солнечной радиации, приходящей на земную поверхность.

В атмосфере содержится в среднем $1,29 \cdot 10^{13}$ т влаги (водяного пара и жидкой воды), что эквивалентно слою воды 25,5 мм.

Влажность воздуха характеризуется следующими величинами: абсолютной влажностью, парциальным давлением водяного пара, давлением насыщенного пара, относительной влажностью, дефицитом насыщения водяного пара, температурой точки росы и удельной влажностью.

Абсолютная влажность a (г/м^3) – количество водяного пара, выраженное в граммах, содержащееся в 1 м^3 воздуха.

Парциальное давление (упругость) водяного пара e – фактическое давление водяного пара, находящегося в воздухе, измеряют в миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.), миллибарах (мб) и гектопаскалях (гПа). Упругость водяного пара часто называют абсолютной влажностью. Однако смешивать эти разные понятия нельзя, так как они отражают разные физические величины атмосферного воздуха.

Давление насыщенного водяного пара, или упругость насыщения, E – максимально возможное значение парциального давления при данной температуре; измеряют в тех же единицах, что и e . Упругость насыщения возрастает с увеличением температуры. Это значит, что при более высокой температуре воздух способен содержать больше водяного пара, чем при более низкой температуре.

Относительная влажность f – отношение парциального давления водяного пара, содержащегося в воздухе, к давлению насыщенного водяного пара при данной температуре. Выражают ее обычно в процентах с точностью целых значений:

$$F = (e:E) 100\%. \quad (8.1)$$

Относительная влажность выражает степень насыщения воздуха водяными парами.

Дефицит насыщения водяного пара (недостаток насыщения) d – разность между упругостью насыщения и фактической упругостью водяного пара:

$$d = E - e. \quad (8.2)$$

Дефицит насыщения выражают в тех же единицах и с той же точностью, что и величины e и E . При увеличении относительной влажности дефицит насыщения уменьшается и при 100% становится равным нулю.

Так как упругость насыщения E зависит от температуры воздуха, а e – от содержания в нем водяного пара, то дефицит насыщения является комплексной величиной, отражающей тепло- и влагосодержание воздуха. Это позволяет шире, чем другие характеристики влажности, использовать дефицит насыщения для оценки условий произрастания сельскохозяйственных растений.

Точка росы t_d – температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе при данном давлении, достигает состояния насыщения относительно химически чистой плоской поверхности воды. При 100% фактическая температура воздуха совпадает с точкой росы. При температуре ниже точки росы начинается конденсация водяных паров с образованием туманов, облаков, а на поверхности земли и предметов образуются роса, иней, изморозь.

Удельная влажность q (г/кг) – количество водяного пара в граммах, содержащееся в 1 кг влажного воздуха:

$$q = 622 \, e : P, \quad (8.3)$$

где e – упругость водяного пара, гПа;

P – атмосферное давление, гПа.

Удельную влажность учитывают в метеорологических расчетах, например, при определении испарения с поверхности органов дыхания у сельскохозяйственных животных и при определении соответствующих затрат энергии.

8.2 Изменение характеристик влажности воздуха в атмосфере с высотой

Наибольшее количество водяного пара содержится в нижних слоях воздуха, непосредственно прилегающих к испаряющей поверхности. В вышележащие слои водяной пар проникает в результате турбулентной диффузии.

Проникновению водяного пара в вышележащие слои способствует то обстоятельство, что он легче воздуха в 1,6 раза (плотность водяного пара по отношению к сухому воздуху при 0°C равна 0,622), поэтому воздух, обогащенный водяным паром, как менее плотный стремится подняться вверх.

Распределение упругости водяного пара по вертикали зависит от изменения давления и температуры с высотой, от процессов конденсации и облакообразования. Поэтому трудно теоретически установить точную закономерность изменения упругости водяного пара с высотой.

Парциальное давление водяного пара с высотой уменьшается в 4-5 раз быстрее, чем атмосферное давление. Уже на высоте 6 км парциальное давление водяного пара в 9-10 раз меньше, чем на уровне моря. Это объясняется тем, что в приземный слой атмосферы водяной пар поступает непрерывно в результате испарения с деятельной поверхности и его диффузии за счет турбулентности. Кроме того, температура воздуха с высотой понижается, а возможное содержание водяного пара ограничивается температурой, так как понижение ее способствует насыщению пара и его конденсации.

Уменьшение упругости пара с высотой может чередоваться с ее ростом. Например, в слое инверсии упругость пара обычно растет с высотой.

Относительная влажность распределяется по вертикали неравномерно, но с высотой в среднем она уменьшается. В приземном слое атмосферы в летние дни она несколько возрастает с высотой за счет быстрого понижения температуры воздуха, затем начинает убывать вследствие уменьшения поступления водяного пара и снова возрастает до 100% в слое образования облаков. В слоях инверсии она резко уменьшается с высотой в результате повышения температуры. Особенно неравномерно изменяется относительная влажность до высоты 2-3 км.

8.3 Суточный и годовой ход влажности воздуха

В приземном слое атмосферы наблюдается хорошо выраженный суточный и годовой ход влагосодержания, связанный с соответствующими периодическими изменениями температуры.

Суточный ход упругости водяного пара и абсолютной влажности над океанами, морями и в прибрежных районах суши аналогичен суточному ходу температуры воды и воздуха: минимум перед восхо-

дом Солнца и максимум в 14-15 ч. Минимум обусловлен очень слабым испарением (или его отсутствием вообще) в это время суток. Днем по мере увеличения температуры и соответственно испарения влагосодержание в воздухе растет. Таков же суточный ход упругости водяного пара и над материками зимой.

8.4 Методы и приборы для измерения влажности воздуха

Влажность воздуха измеряется несколькими методами: абсолютным (весовым), психрометрическим и гигрометрическим (сорбционным).

Сущность *абсолютного метода* заключается в том, что через стеклянные трубки, наполненные каким-либо гигроскопичным веществом (хлористый кальций, крепкая серная кислота), пропускают определенный объем воздуха. Трубки взвешивают до и после пропускания через них влажного воздуха и по прибавлению их массы судят о количестве поглощенного водяного пара. Разделив прибавленную массу на объем пропущенного через трубки воздуха, определяют его абсолютную влажность в г/м^3 .

Этот способ определения влажности воздуха кропотлив, занимает много времени, и поэтому его применяют только в лабораториях.

Наибольшее распространение получили психрометрический и гигрометрический (сорбционный) методы.

Психрометрический метод измерения основан на охлаждении одного из двух психрометрических термометров за счет испарения, так как его резервуар обернут кусочком батиста и перед измерением смачивается дистиллированной водой. На этом принципе действуют стационарный и аспирационный психрометры.

Гигрометрический (сорбционный) метод измерения влажности воздуха основан на свойстве гигроскопических тел реагировать на изменение влажности воздуха.

Волосной гигрометр МВ-1 служит для измерения относительной влажности воздуха. Действие прибора основано на свойстве обезжиренного человеческого волоса изменять длину в зависимости от относительной влажности воздуха.

Гигрограф волосной М-21А применяют для непрерывной регистрации относительной влажности воздуха.

8.5 Значение влажности воздуха для сельскохозяйственного производства

Водяной пар, содержащийся в атмосфере, имеет большое значение в сохранении тепла на земной поверхности, так как он поглощает излучаемое ею тепло. Влажность воздуха относится к числу элементов погоды, имеющих существенное значение и для сельскохозяйственного производства.

Влажность воздуха оказывает большое влияние на растение. Она в значительной степени обуславливает интенсивность транспирации. При высокой температуре и пониженной влажности ($< 30\%$) транспирация резко увеличивается и у растений возникает большой недостаток воды, что отражается на их росте и развитии. Например, отмечается недоразвитие генеративных органов, задерживается цветение.

Низкая влажность в период цветения обуславливает пересыхание пыльцы и неполное оплодотворение, что у зерновых, например, вызывает череззерницу. В период налива зерна чрезмерная сухость воздуха приводит к тому, что зерно получается щуплым, урожай снижается.

Малое влагосодержание воздуха приводит к мелкоплодию плодовых, ягодных культур, винограда, слабой закладке почек под урожай будущего года и, следовательно, снижению урожая.

Влажность воздуха отражается и на качестве урожая. Отмечено, что низкая влажность снижает качество льноволокна, но повышает хлебопекарные качества пшеницы, технические свойства льняного масла, содержание сахара в плодах и т.д.

Особенно неблагоприятно снижение относительной влажности воздуха при недостатке почвенной влаги. Если жаркая и сухая погода длится продолжительное время, то растения могут засохнуть.

Отрицательно сказывается на росте и развитии растений и длительное повышение влагосодержания ($> 80\%$). Избыточно высокая влажность воздуха обуславливает крупноклеточное строение ткани растений, что приводит в дальнейшем к полеганию зерновых культур. В период цветения такая влажность воздуха препятствует нормальному опылению растений и снижает урожай, так как меньше раскрываются пыльники, уменьшается лёт насекомых.

Повышенная влажность воздуха задерживает наступление полной спелости зерна, увеличивает содержание влаги в зерне и соломе,

что, во-первых, неблагоприятно отражается на работе уборочных машин, а во-вторых, требует дополнительных затрат на просушку зерна.

Снижение дефицита насыщения до 3 гПа и более приводит практически к прекращению уборочных работ из-за плохих условий.

В теплое время года повышенная влажность воздуха способствует развитию и распространению ряда грибных заболеваний.

8.6 Влажность почвы и влагообеспеченность растений

8.6.1 Почвенная влага и водный баланс почвы

Почвенная влага является главным источником водоснабжения растений. Она участвует в процессе фотосинтеза, обеспечивает терморегуляцию растений и снабжает их элементами минерального питания. В отличие от чистой воды, почвенная влага всегда является раствором и находится под воздействием сил, зависящих от размеров и формы почвенных пор, а также от природы почвенных частиц, что обуславливает неоднородность ее физических и химических свойств и резкое отличие этих свойств от свойств обыкновенной воды.

Соответственно механизму удержания воды в почве выделяют 3 различные по физическим и химическим свойствам категории почвенной влаги: связанную, капиллярную и гравитационную. Связанная вода удерживается адсорбционными силами на поверхности почвенных частиц и по своим физическим свойствам близка к твердому телу (неподвижна, не растворяет электролиты и не замерзает даже при очень низких температурах). Капиллярная вода удерживается и перемещается в почве под действием капиллярных сил, возникающих на поверхности раздела вода-воздух за счет разности поверхностных давлений. Она способна перемещаться как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях и заполняет почвенные поры до тех пор пока почва не достигнет состояния капиллярного насыщения.

Гравитационная вода находится вне влияния сорбционных и капиллярных сил и под действием силы тяжести просачивается вниз. По своим свойствам она практически не отличается от обычной воды. Вследствие постоянного обмена между почвой, растениями и атмосферой содержание влаги в почве непрерывно изменяется. Совокупность всех колебаний содержания влаги в почве называют режимом влажности почвы. Он зависит от состава и свойств самой почвы —

ее гигроскопичности, водопроницаемости, влагоемкости и др., а также от климатических и погодных условий, рельефа, приемов обработки почвы, биологических особенностей культур и т.д.

Основным источником почвенной влаги в естественных условиях являются атмосферные осадки, а также влага, поступающая из грунтовых вод за счет поверхностного и внутрипочвенного притока и конденсации влаги из атмосферы. Совокупность всех величин прихода влаги в почву и расхода из неё называется водным балансом почвы. Водный баланс может быть составлен за любой промежуток времени: период вегетации в целом, тот или иной отрезок вегетации, отдельный сезон, год и т.д. Полный водный баланс может быть представлен следующим уравнением:

$$W_k - W_n = (O_c + ПГВ + ПП_r + ВПП_r + K) - (И_c + Т_r + ОГВ + ПС + ВПС), \quad (8.4)$$

где W_n и W_k – запасы влаги в почве на начало и конец периода;

O_c – осадки;

ПГВ – приток из грунтовых вод;

ПП_р – поверхностный приток;

ВПП_р – внутрипочвенный приток;

K – конденсация влаги из атмосферы (роса, туман);

$И_c$ – испарение;

$Т_r$ – транспирация;

ОГВ – отток в грунтовые воды;

ПС – поверхностный сток;

ВПС – внутрипочвенный сток.

На практике для расчетов водного баланса обычно используется упрощенное уравнение, включающее основные элементы. По этому уравнению рассчитывают суммарное испарение:

$$И_c = W_n - W_k + O_c. \quad (8.5)$$

8.6.2 Понятие продуктивной и непродуктивной влаги

При отсутствии осадков почва в результате испарения с ее поверхности и потребления растениями может иссушиться до такого состояния, при котором растения начинают увядать. Этот предел влажности почвы, при котором появляются необратимые признаки устойчивого завядания растений, даже если их поместить в темное помещение, в котором воздух близок к насыщению водяными парами, называется **влажностью завядания**.

Влажность устойчивого завядания зависит от механического состава почвы, количества гумуса и примерно соответствует всему количеству имеющейся в почве связанной воды. Почвенную влагу сверх влажности устойчивого завядания, доступную для растений, называют продуктивной влагой. Часть почвенной влаги, которая удерживается почвой и не впитывается корнями, называют непродуктивной влагой или мертвым запасом влаги. Количество продуктивной влаги в почве принято выражать в мм слоя воды, что позволяет сопоставлять ее запасы с расходами воды на испарение и с количеством выпадающих осадков.

Для расчета запасов продуктивной влажности почвы, выраженной в мм, применяют формулу

$$W_{\text{пр}} = 0,1 d (W - B_3) h, \quad (8.6)$$

где $W_{\text{пр}}$ – запасы продуктивной влаги в почве (мм);

d – объемный вес почвы, г/см³;

W – влажность почвы в процентах от массы абсолютно сухой почвы;

B_3 – влажность устойчивого завядания в % от абсолютно сухой почвы;

h – толщина слоя почвы, см;

0,1 – коэффициент для перевода запасов влаги в мм водяного слоя.

Таким образом, для определения запасов продуктивной влаги в почве необходимо располагать данными об объемной весе данной почвы, влажности ее устойчивого завядания и информацией о процентном содержании воды от массы абсолютно сухой почвы. Объемный вес и влажность устойчивого завядания почвы представляют собой агрогидрологические константы, которые определяются для каждого типа почвы, и если нет конкретной информации по данному полю, то их можно взять из справочника «Агрогидрологические свойства почвы». Содержание влаги в процентах от абсолютно сухой почвы определяют термостатновесовым методом. Для этого с помощью почвенного бура через каждые 10 см отбираются почвенные образцы, которые помещаются в алюминиевые стаканчики. Затем эти образцы доставляются в лабораторию, где они взвешиваются, высушиваются в термостате и снова взвешиваются, после чего разность веса влажной и абсолютно сухой почвы делится на вес абсолютно сухой почвы и определяется процентное содержание воды в почве.

8.6.3 Потребность растений во влаге и влагообеспеченность растений

Потребность растений во влаге зависит от погоды, фазы развития, мощности корневой системы и т.д. Мерой потребности растений во влаге может служить величина транспирационного коэффициента, равного количеству воды, расходуемой путем транспирации на создание единицы сухого вещества. Косвенным методом потребность растений во влаге определяют по величине испаряемости и рассчитывают по формуле

$$Z_o = 0,4 \sum d. \quad (8.7)$$

При этом считается, что зеленые растения испаряют влагу точно так же, как свободная водная поверхность, благодаря огромному количеству устьиц.

Влагообеспеченностью растений называют степень соответствия потребности растений во влаге имеющимся запасам продуктивной влаги в почве. Количественно ее рассчитывают как отношение имеющихся ресурсов влаги к потребности растений во влаге. Общие ресурсы влаги рассчитывают по уравнению водного баланса:

$$Z = W_n - W_k + r, \quad (8.8)$$

где Z – суммарное испарение, мм;

W_n – начальные запасы продуктивной влаги в 0-100 см слое почвы;

W_k – конечные запасы влаги;

r – сумма осадков за рассчитываемый период, мм.

Необходимо отметить, что на испарение (транспирацию) растения расходуют в среднем свыше 95% всего количества поглощаемой ими воды. Расчет показателя влагообеспеченности имеет очень важное практическое значение, так как с ним тесно связана величина урожая. В частности, на основе этого показателя составляются прогнозы урожайности яровой пшеницы. Кроме того, по данному показателю оценивается степень благоприятности сложившихся в период вегетации агрометеорологических условий. Так, согласно данному показателю, условия вегетации считаются благоприятными, если влагообеспеченность вегетационного периода составляет 80-90% и более. При $V = 60-70\%$ условия оцениваются как средnezасушливые, а при $V = 40-50\%$ и менее – как сильнозасушливые.

8.6.4 Динамика запасов продуктивной влаги. Понятие почвенной засухи

Исследование закономерностей формирования почвенной влаги позволило выделить 4 преобладающих типа годового хода запасов продуктивной влаги в почве, которые соответствуют четырем агро-гидрологическим зонам: обводнения, капиллярного увлажнения, полного весеннего промачивания и слабого весеннего промачивания.

Зона обводнения охватывает Прибалтику, север Белоруссии, северные районы ЕТР и таежные районы Западно-Сибирской низменности. Здесь в течение всего года в корнеобитаемом слое почвы имеется большое количество легкодоступной влаги. Наибольшее количество влаги наблюдается в конце зимы (до 300 мм). Весной избыток влаги с оттаиванием почвы уходит с поверхностным стоком и в грунтовые воды. Наименьшие запасы наблюдаются в июле и составляют 150 мм в метровом слое.

Зона капиллярного увлажнения расположена к югу. Здесь грунтовые воды достигают корнеобитаемого слоя почвы в период наивысшего стояния, а верхняя граница капиллярной каймы находится в этом слое почвы в течение всего года. Накопление влаги, как и в зоне обводнения, происходит в зимний период. Наименьшие запасы продуктивной влаги бывают в июле и составляют около 100 мм.

Зона полного капиллярного промачивания. Здесь грунтовые воды залегают глубоко. Максимальные влагозапасы наблюдаются весной: почва промачивается на глубину метрового слоя до наименьшей влагоемкости, что составляет от 170 до 200 мм. Минимальные запасы бывают в конце вегетации и составляют 50-100 мм.

Зона слабого весеннего промачивания. Почва здесь даже весной промачивается на глубину менее 1 м. Наименьшие запасы наблюдаются осенью. В засушливые годы возможно полное иссушение почвы до глубины 50 см и ниже. Вегетационный период характеризуется огромным расходом запасов почвенной влаги на испарение и транспирацию, которые обычно не компенсируются поступлением влаги за счет осадков и капиллярного подтока.

Скорость расходования влаги в течение периода вегетации сильно меняется, причем в каждой зоне и под каждой культурой по-своему. В районах глубокого стояния грунтовых вод, где капиллярный подток отсутствует (Безенчук, Саратов), наибольшие расходы влаги происходят путем транспирации и достигают максимальных

значений в репродуктивный период, особенно в период выход в трубку – цветение, когда корневая система и надземная масса достигают своей максимальной мощности. Для зерновых культур в начальный период роста (от посева до кущения) определяющее значение имеют запасы продуктивной влаги в верхнем пахотном слое почвы 0-20 см. Оптимальными в этот период считаются запасы продуктивной влаги около 30 мм. При запасах влаги менее 5 мм всходы зерновых совсем не появляются.

Декада с запасами влаги менее 20 мм считается засушливой и обуславливает ухудшение состояния растений. При снижении запасов влаги до 10 мм наблюдается резкое ухудшение состояния растений и начинается почвенная засуха. 10 мм соответствует влажности завядания. В период после выхода в трубку и до восковой спелости оцениваются запасы метрового слоя почвы. В фазу колошения оптимальным считается увлажнение, равное 80 мм. Если запасы становятся ниже этого предела, то они оцениваются как недостаточные для полноценного налива зерна. При запасах менее 60 мм декада считается сухой. В фазу молочной спелости оптимальным считается увлажнение 50-60 мм, если влажность почвы понижается до 25 мм и менее, то декада считается сухой, а дефицит почвенной влаги вызывает щуплость зерна.

Засуха – сложное явление, которое возникает при таком сочетании недостатка осадков и повышенной испаряемости, которое вызывает резкое несоответствие между потребностью растений во влаге и ее поступлением из почвы, в результате чего заметно снижается урожай сельскохозяйственных культур. В условиях длительного отсутствия осадков сначала возникает атмосферная засуха, характеризующаяся очень низкой относительной влажностью воздуха и высокими значениями дефицита влажности воздуха. Почвенная засуха является следствием атмосферной засухи и характеризуется отсутствием в почве физиологически доступной растениям влаги. Согласно существующим критериям оценки интенсивности почвенных засух по запасам продуктивной влаги в почве, 2-3 сухие декады подряд являются признаком засухи средней интенсивности, 4-5 сухих декад подряд свидетельствуют о почвенной засухе сильной интенсивности.

Приемы регулирования водного режима почвы. Основными методами регулирования водного режима почвы являются орошение, осушение, полезащитное лесоразведение, снежные мелиорации, сохранение чистых паров и соответствующие приемы обработки почвы.

Практическая работа 7. Характеристики измерений влажности воздуха

Задание

1. Изучить разделы 8.1 и 8.3.

2. Определить следующие характеристики влажности (дефицит насыщения, относительная влажность, абсолютная влажность, массовая доля водяного пара, отношение смеси, дефицит точки росы), если известны температура воздуха, температура точки росы, упругость водяного пара, атмосферное давление. В таблице П.8 предложены исходные данные для выполнения этого задания.

3. Пользуясь данными таблиц П.10 и П.11, построить графики суточного хода относительной влажности.

На примере 1-го варианта проведем расчеты:

1. Определим дефицит насыщения $d = E - e$,

где d – дефицит насыщения;

E – максимальная упругость водяного пара;

e – упругость водяного пара.

Из таблицы П.8 известны: $e = 10,4$ (упругость водяного пара) и $T = 12,5^\circ\text{C}$ (температура воздуха). По температуре воздуха из таблицы П.9 определим максимальную упругость водяного пара $E = 14,5$ мб, тогда

$$d = 14,5 - 10,4 = 4,1 \text{ мб.}$$

2. Определим относительную влажность f :

$$f = e : E \cdot 100 = 10,4 : 14,5 \cdot 100 = 72\%.$$

3. Определим абсолютную влажность a :

$$a = 0,8 \cdot e : (1 + aT) = 0,8 \cdot 10,4 : (1 + 1 : 273 \cdot 12,5) = 7,95 \text{ мб} : ^\circ\text{K},$$

где T – температура воздуха в $^\circ\text{C}$;

$$a = 1 : 273.$$

4. Определим массовую долю водяного пара S :

$$S = 622 \cdot e : P = 622 \cdot 10,4 : 1010 = 6,4,$$

где S – массовая доля водяного пара;

5. Определим отношение смеси – $г$:

$$г = 622 \cdot e : (P - e) = 622 \cdot 10,4 : (1010 - 10,4) = 6,5.$$

6. Определим дефицит точки росы D :

$$D = T - T_d = 12,5 - 10,0 = 2,5^\circ,$$

где D – дефицит точки росы;

T – температура воздуха; T_d – точка росы.

Практическая работа 8. Суточный и годовой ход относительной влажности

Суточный ход относительной влажности – изменение относительной влажности в течение суток. Годовой ход относительной влажности это изменение относительной влажности в течение года.

Задание

1. Для заданного варианта провести аналогичные расчеты, используя исходные данные влажности воздуха для лета и зимы.
2. Проанализировать годовой и суточный ход относительной влажности и найти отличие.
3. Построить графики суточного хода относительной влажности по аналогии температуры воздуха, на горизонтальной оси откладывать время (сроки наблюдения), на вертикальной оси – величину относительной влажности.

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое продуктивная и непродуктивная влага?
2. Каким методом определяют запасы продуктивной влаги в почве?
3. Как определяют потребность растений во влаге?
4. Что такое влагообеспеченность растений?
5. Какова динамика запасов продуктивной влаги в период вегетации растений?
6. Что такое почвенная засуха?
7. Каковы приемы регулирования водного режима почв?
8. Характеристики измерений влажности почвы.
9. Суточный и годовой ход характеристик влажности.
10. Почвенная засуха.

9 ИСПАРЕНИЕ ВОДЫ И КОНДЕНСАЦИЯ ВОДЯНОГО ПАРА

9.1 Испарение и испаряемость

Испарением называют переход вещества из жидкого или твердого состояния в газообразное. Испарение является одним из основных звеньев в круговороте воды на земном шаре, а также важнейшим фактором теплообмена в растительных и животных организмах [10].

На испарение затрачивается значительное количество тепла, составляющее для всей земной поверхности порядка $12,6 \cdot 10^{23}$ Дж в год, или около 30% поглощаемого Землей солнечного тепла. За год с поверхности Мирового океана испаряется около $450 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ воды, а с поверхности суши – $70 \cdot 10^3 \text{ км}^3$.

Количественно испарение характеризуется скоростью испарения – массой воды, испарившейся с единицы поверхности за единицу времени. Для практических целей скорость испарения выражается высотой слоя воды (в миллиметрах), испарившейся за единицу времени. Слой воды высотой 1 мм, испарившейся с площади 1 м² соответствует массе воды в 1 кг или 1 л воды (1 мм слоя воды = $10 \text{ м}^3/\text{га} = 10 \text{ т/га}$).

На интенсивность испарения влияют многие факторы, в том числе и метеорологические. Главные из них – температура испаряющей поверхности, влажность воздуха и ветер. Согласно закону Дальтона скорость испарения со прямо пропорциональна разности между давлением насыщенного пара E_n , вычисленным по температуре испаряющей поверхности, и парциальным давлением водяного пара e , находящегося в воздухе, и обратно пропорциональна атмосферному давлению

$$R_{\text{со}} = [A (E_n - e) J : P, \quad (9.1)$$

где A – коэффициент пропорциональности, зависящий в частности от скорости ветра.

Из закона Дальтона следует, что скорость испарения будет возрастать по мере увеличения разности $(E_n - e)$, т.е. дефицита влажности воздуха, вычисленного по температуре испаряющей поверхности.

Влияние атмосферного давления обусловлено тем, что его увеличение затрудняет отрыв молекул воды от испаряющей поверхности. В связи с тем, что у поверхности земли атмосферное давление колеблется в сравнительно небольших пределах, оно несущественно влияет на скорость испарения и учитывается главным образом при

сравнении скорости испарения на разных высотах в горной местности. При прочих равных условиях скорость испарения с высотой возрастает.

Зависимость скорости испарения от скорости ветра связана с турбулентной диффузией пара, которая становится интенсивнее по мере усиления ветра.

Под испаряемостью понимают максимальное количество влаги в миллиметрах, которое может в данных метеорологических условиях испариться с водной поверхности или с поверхности переувлажненной почвы за какой-либо промежуток времени.

На европейской части территории России испаряемость возрастает с северо-запада на юго-восток, так как в этом направлении увеличиваются тепловые ресурсы и сухость воздуха. Средняя годовая испаряемость в Санкт-Петербурге – 320 мм, в Москве – 420 мм, в Астрахани – 850 мм. В этом же направлении увеличивается разность между возможным и фактическим испарением с почвы.

9.2 Суточный и годовой ход испарения

Испарение с деятельной поверхности имеет выраженный суточный ход, особенно в теплое время года.

В суточном ходе испарение следует за дефицитом влажности воздуха, который следует за температурой. Испарение начинается утром, приблизительно через 1 ч после восхода Солнца, и прекращается вечером, примерно за 1 ч до захода Солнца. В ночное время суток испарение практически равно нулю.

Максимум испарения наблюдается в 13-14 ч, когда достигают наибольших значений температура испаряющей поверхности, дефицит насыщения водяного пара и скорость ветра.

На годовой ход испарения, как и на суточный, главное влияние оказывает температура. Поэтому наибольшее испарение бывает в летние месяцы (июнь-июль), иногда и в мае, а наименьшее - в январе или декабре. Весной вследствие малой абсолютной влажности воздуха испарение бывает больше, чем осенью.

9.3 Методы определения испаряемости и испарения

Для изучения испарения с водной поверхности, т.е. испаряемости, в различных климатических условиях организована сеть водно-

испарительных станций, на которых устанавливают испарительные бассейны площадью 20 м², а также испарители ГГИ-3000 (площадь 0,3 м², глубина 60 см). Наблюдения за испарением с водной поверхности заключается в определении изменений уровня воды в бассейне и испарителях с учетом количества выпавших осадков.

Для измерения испаряемости с поверхности почвы используют прибор лизиметр. В нем устанавливается уровень воды, обеспечивающий неограниченное потребление влаги растениями.

Фактическое испарение влаги с полей, занятых, сельскохозяйственными культурами, определяют с помощью почвенного испарителя ГГИ-500-50 (рис. 9.1). В зоне недостаточного увлажнения используют испаритель ГГИ-500-100 (для слоя почвы 0-100 см). Каждый из них состоит из двух металлических цилиндров.

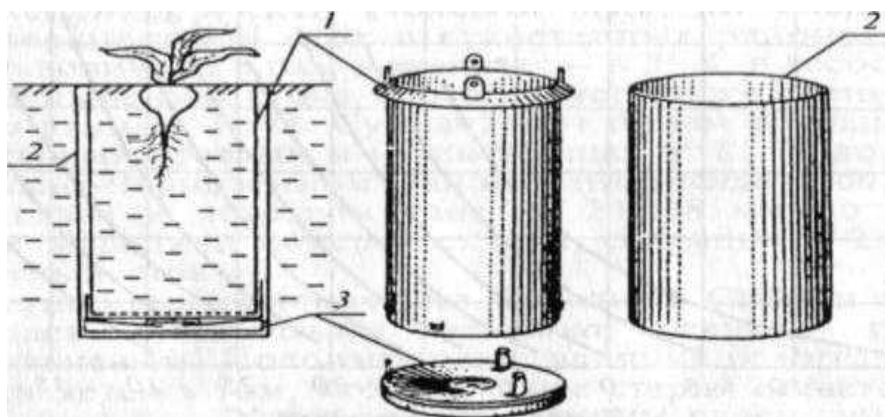


Рисунок 9.1 – Почвенный испаритель ГГИ-500-506:

1 – внутренний цилиндр; 2 – внешний цилиндр; 3 – водосборный сосуд

Во внутреннем цилиндре находится почвенный монолит с ненарушенной структурой почвы и растительностью. Дно внутреннего цилиндра имеет отверстия, через которые стекает избыток воды от выпавших дождей в водосборный сосуд. Для определения испарения цилиндр с почвенным монолитом каждые пять дней вынимают из внешнего цилиндра и взвешивают.

Испарение рассчитывают по формуле

$$E = 20 (q_x - q_2) - \tau + \gamma, \quad (9.2)$$

где E – слой воды, испарившейся между двумя взвешиваниями, мм;

20 – множитель для перевода количества испарившейся воды из килограммов в миллиметры;

$Q_x - Q_2$ – масса монолита соответственно в предыдущий и текущий сроки измерений, кг;

T – количество воды, просочившейся в водосборный сосуд, мм;

G – количество выпавших осадков за период между взвешиваниями, мм.

Два раза в месяц, а также после сильных ливней монолит во внутреннем сосуде меняют.

Наиболее совершенным прибором является гидравлический почвенный испаритель (ГПИ). Это сложная установка, в которой монолит почвы массой около 400 кг при площади испаряющей поверхности 2000 см² помещен в поплавок, находящийся в баке с водой. Глубина погружения монолита меняется в зависимости от испарения.

Определение значения испарения как с водных поверхностей, так и с поверхности суши очень важно для решения ряда прикладных задач, связанных, например, с осушением, орошением, водоснабжением и т.д. Поэтому в практике нашли применение различные эмпирические методы. Для оценки максимально возможного испарения можно использовать формулы Н. Н. Иванова, С. И. Костина, Г. Т. Селянинова, А. М. Алпатьева, М. И. Будыко и др. Фактическое испарение с полей можно рассчитать по уравнениям теплового или водного баланса.

Расход влаги определяют также с помощью графиков и номограмм. Например, для расчета максимально возможного испарения с поля при оптимальном увлажнении почвы можно использовать графики и номограммы.

9.4 Продукты конденсации водяного пара

Продуктами конденсации являются туманы, облака, а также жидкие и твердые осадки, выпадающие из облаков. Туманы – скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара в воздухе непосредственно у земной поверхности. Основной причиной образования тумана является охлаждение нижних слоев воздуха под влиянием холодной подстилающей поверхности (радиационный туман) или адвекция теплого воздуха на охлажденную поверхность (адвективный туман) [11].

Облака – системы продуктов конденсации и сублимации водяного пара, взвешенных в атмосфере на некоторой высоте.

По составу их делят на 3 группы:

- 1) водяные;
- 2) ледяные или кристаллические;
- 3) смешанные.

Высоту, на которой водяной пар в поднимающемся воздухе становится насыщенным, называют *уровнем конденсации*. В воздухе, поднимающемся выше уровня конденсации, образуются продукты конденсации – облака. Высота облаков и их строение связаны с высотой уровня конденсации, уровня нулевой изотермы, уровня замерзания и уровня конвекции. Уровень конденсации обычно совпадает с нижней границей облаков. Между уровнем конденсации и уровнем нулевой изотермы облака состоят из капель или тающих снежинок. Выше, до уровня замерзания, облака состоят из переохлажденных капель и снежинок, а выше этого уровня – из кристаллов льда. Верхняя граница облаков определяется уровнем конвекции.

К внутримассовым облакам относятся слоистые, а также некоторые слоисто-кучевые, высоко-кучевые облака, возникающие в связи с охлаждением воздуха от подстилающей поверхности, с динамической турбулентностью и волновыми движениями на поверхности слоя инверсии. Основным процессом образования фронтальных облаков является восходящее натекание массы теплого воздуха на массу более холодного воздуха.

Согласно международной классификации облака делятся на 4 семейства и 10 родов (форм):

1. Облака верхнего яруса (высота основания более 6 км):
 - 1) Cirrus (Ci) – перистые;
 - 2) Cirrocumulus (Cc) – перисто-кучевые;
 - 3) Cirrostratus (Cs) – перисто-слоистые.
2. Облака среднего яруса (высота основания от 2 до 6 км):
 - 4) Altocumulus (Ac) – высоко-кучевые;
 - 5) Altostratus (As) – высоко-слоистые;
3. Облака нижнего яруса (высота основания менее 2 км):
 - 6) Stratus (St) – слоистые;
 - 7) Stratocumulus (Sc) – слоисто-кучевые;
 - 8) Nimbostratus (Ns) – слоисто-дождевые.
4. Облака вертикального развития (нижнее основание на высоте 0,5-1,5 км, а вершины могут достигать верхнего яруса):
 - 9) Cumulus (Cu) – кучевые;
 - 10) Cumulonimbus (Cb) – кучево-дождевые.

Степень покрытия неба облаками определяют глазомерно в баллах от 0 до 10. Высоту определяют глазомерно или инструментально с помощью прибора ИВО. Основные осадки выпадают из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков.

Осадки являются основным источником влаги в почве и играют важную роль в жизни растений. По форме осадки, выпадающие из облаков, делятся на твердые, жидкие и смешанные.

Твердые – снег, снежные зерна, снежная крупа, ледяная крупа, ледяной дождь, град.

Жидкие – дождь и морось.

Смешанные – мокрый снег, снег с дождем.

В зависимости от физических условий образования и по характеру выпадения осадки подразделяются на обложные, ливневые и морозящие.

Обложные осадки – продолжительные, выпадающие одновременно на больших площадях осадки средней интенсивности. Время их выпадения колеблется от нескольких часов до десятков часов. В умеренных широтах они дают большую часть в годовой сумме осадков.

Ливневые осадки выпадают в виде дождя, снега, крупы и града. Отличаются внезапностью начала и конца выпадения, как правило, большой интенсивностью и малой продолжительностью. Нередко сопровождаются грозами и шквалами.

Морозящие осадки – морось, снежные зерна или мельчайшие снежинки. Характеризуются очень слабой интенсивностью выпадения и малым количеством осадков. Количество осадков определяется слоем воды, который образовался бы на ровной поверхности при условии, если бы вода не стекала с нее, не просачивалась в почву и не испарялась. Толщину этого слоя выражают в миллиметрах.

Суточный ход осадков на суше разделяется на 2 типа: континентальный и береговой. В континентальном типе наблюдается 2 максимума и 2 минимума осадков. Главный максимум приходится на послеполуденные часы (14-16 часов), когда наиболее развиты облака конвекции; вторичный – рано утром, когда сильнее всего развиты слоистые облака, связанные с ночным охлаждением. Минимумы отмечаются после полуночи и перед полуднем. В береговом типе максимум приходится на ночь и утро, минимум – на послеполуденные часы.

Годовой ход осадков зависит от особенностей общей циркуляции атмосферы и местных физико-географических условий. Он раз-

деляется на 4 типа: экваториальный, тропический, субтропический и тип умеренных широт.

Экваториальный тип характеризуется очень большим количеством осадков (в среднем по зоне около 2000 мм в год). Здесь наблюдается 2 максимума в периоды весеннего и осеннего равноденствий, когда полуденные высоты солнца наибольшие и сильнее всего развита конвекция, и 2 минимума – после летнего и зимнего солнцестояний.

В тропическом типе наблюдается дождливый сезон на протяжении летних месяцев и сухой сезон – в остальное время года. Такое распределение осадков связано в основном с особенностями муссонной циркуляции.

Для субтропического типа характерно очень малое количество осадков, особенно летом, что обусловлено влиянием субтропических антициклонов.

В типе умеренных широт внутригодовое распределение осадков обусловлено особенностями циклонической деятельности и годовым ходом облаков конвекции. Над континентами максимум осадков приходится на лето, минимум – на зиму. Летний максимум связан с выпадением ливневых осадков из облаков конвекции. В умеренных широтах больше всего осадков выпадает на западных частях континента, находящихся под сильным влиянием циклонов, и на восточных побережьях, подверженных влиянию муссонов.

Снежный покров. Зимой в умеренных и высоких широтах осадки выпадают преимущественно в виде снега. В результате этого на поверхности земли устанавливается снежный покров. В силу своих физических свойств он обладает слабой теплопроводностью, благодаря чему почва, покрытая снегом, защищена от резких колебаний температуры, а зимующие культуры – от вредного воздействия низких температур [12].

Снежный покров аккумулирует осадки холодного периода и весной при таянии снега дает много воды, значительная часть которой проникает в почву. Высота снежного покрова измеряется с помощью постоянных снегомерных реек, устанавливаемых на постоянных участках, и переносных снегомерных реек, применяемых при снегомерных съемках. Кроме высоты снежного покрова при снегомерной съемке с помощью весового снегомера определяется плотность снега. Зная высоту и плотность снега, можно легко определить запас содержащейся в нем воды в мм. Для этого надо увеличить в 10 раз произведение средней высоты и средней плотности снежного покрова.

Плотность свежеснегавшего снега очень мала и составляет примерно $0,1 \text{ г/см}^3$. Под действием собственной массы, ветра и оттепелей снег уплотняется и в конце зимы плотность его превышает $0,3 \text{ г/см}^3$. За зиму в снеге накапливаются большие запасы воды (до 200 мм и более).

Вопросы для самоконтроля

1. Суточный и годовой ход испарения.
2. Методы определения испаряемости и испарения.
3. Что такое испарение и испаряемость?
4. Что такое конденсация? Каковы продукты конденсации водяного пара?
5. Какие виды и типы осадков существуют?
6. Каково значение осадков для формирования урожая?
7. Каковы типы суточного и годового хода осадков?
8. Каково значение снежного покрова в сельском хозяйстве?
9. Облака и их разновидности.
10. Продукты конденсации водяного пара.

10 ПОГОДА, ЕЕ ИЗМЕНЕНИЕ И ПРОГНОЗ

10.1 Воздушные массы и их классификация

Погодой называется физическое состояние атмосферы над данной территорией в определенный момент или промежуток времени. Физическое состояние атмосферы непрерывно изменяется во времени и пространстве. Эти изменения носят периодический и непериодический характер. Периодические изменения погоды вызываются суточным и годовым ходом отдельных метеорологических элементов, обусловленных вращением Земли вокруг своей оси и обращением ее вокруг Солнца. Непериодические изменения погоды носят более резкий характер и связаны с процессами общей циркуляции атмосферы: со сменой воздушных масс, с прохождением разделяющих их фронтов, с образованием, перемещением и эволюцией циклонов и антициклонов.

Воздушной массой называется громадный объем воздуха, обладающий сравнительно однородными физическими свойствами и движущийся как одно целое. Горизонтальная ее протяженность может составлять несколько тысяч километров, а вертикальная мощность – от нескольких сот метров до 9-11 км (верхней границы тропосферы). Воздушная масса считается полностью сформировавшейся над данной территорией, если температура ее во времени (от суток к суткам) перестает изменяться. Необходимыми условиями для формирования воздушной массы являются наличие однородной подстилающей поверхности и длительное пребывание её в данном районе. В этом случае воздушная масса приобретает температуру и другие физические свойства, характерные для условий погоды в районе формирования в данный сезон, существенно отличающиеся от свойств воздушной массы, формирующейся в других географических районах. Например, зимой в умеренных широтах над большими материками формируются холодные и сухие воздушные массы, над океанами – теплые и влажные. Под влиянием циркуляционных процессов воздушная масса перемещается, принося свои свойства на другую территорию и меняя там ранее установившуюся погоду.

Классификация воздушных масс. Воздушные массы классифицируют по термическому и географическому признакам. По термическому признаку выделяют теплые, холодные и нейтральные воздушные массы. По географическому положению очагов формирова-

ния воздушные массы делятся на 4 типа: арктический или антарктический воздух (АВ); воздух умеренных широт (УВ); тропический (ТВ) и экваториальный (ЭВ). Каждый из этих типов воздушных масс (кроме экваториального) делится на морской и континентальный воздух. Различные по своим свойствам воздушные массы находятся в постоянном движении. Морские воздушные массы могут проникать в восточном направлении до нескольких тысяч километров, к западу на 300-1000 км, дальше они трансформируются, превращаясь в континентальные воздушные массы.

10.2 Атмосферные фронты

Атмосферным фронтом называется зона раздела между двумя различными воздушными массами. Ширина фронтальных зон у земной поверхности составляет не более 100 км, длина – несколько тысяч километров. Вверх фронтальные слои прослеживаются вплоть до стратосферы, в этих слоях они называются высотными фронтальными зонами (ВФЗ). Главной причиной образования фронтов являются условия атмосферной циркуляции, при которых происходит сближение двух резко различающихся по температуре и другим физическим свойствам воздушных масс, например сухих и холодных с влажными и теплыми.

С прохождением фронтов связаны наиболее резкие неперiodические изменения погоды, выпадение большого количества осадков, сильные ветры и многие катастрофические явления погоды. При этом погода в районе фронта и после его прохождения зависит от типа этого фронта и характера встречи воздушных масс.

Теплые фронты образуются в том случае, когда масса теплого и обычно влажного воздуха натекает на клин относительно холодного воздуха и вытесняет его, захватывая новые пространства. При формировании теплого фронта на значительной территории наблюдаются определенные условия погоды. В связи с восходящим движением теплого воздуха вдоль фронта развивается мощный облачный покров, из которого выпадают осадки. Приближению теплого фронта предшествует постепенное понижение атмосферного давления. Затем последовательно появляются перистые и перисто-слоистые облака, сменяющиеся высококучевыми и высокослоистыми. Постепенно облака закрывают все небо, температура несколько повышается, давление быстро падает, и перед самым фронтом появляются слоисто-

кучевые и слоисто-дождевые облака, из которых выпадают осадки. Перистые облака появляются в западной части горизонта обычно за 3 суток до начала дождя. С теплыми фронтами связаны широкие зоны выпадения осадков, которые могут продолжаться 10-12 ч, а иногда и несколько суток.

Холодный фронт образуется, когда северные ветры приносят холодный воздух в область, ранее занятую теплым воздухом. При этом более холодный и потому более плотный воздух клином подтекает под теплый воздух, вытесняя его в сторону и кверху. На холодном фронте преобладают кучевообразные облака, выпадают ливневые осадки, часто с грозой и градом. Приближение холодного фронта отмечается понижением давления. После того как он пройдет, давление растет, а температура падает. Скорость ветра перед ХФ увеличивается, а направление его после прохождения фронта сменяется с ЮЗ на СЗ. Через 12-24 ч после прохождения фронта небо проясняется.

Относительно земной поверхности фронты перемещаются со скоростями от 30-40 до 80-100 км/ч и за сутки могут переместиться на расстояние более 1000 км. Когда теплый или холодный фронт застывает в каком-либо районе, то образуются так называемые стационарные фронты. Они могут оставаться неподвижными в течение нескольких суток. В дальнейшем они могут снова начать двигаться или контраст температур постепенно уменьшается и фронт размывается. Иногда происходит окклюзирование фронта.

Фронты окклюзии являются следствием наложения одного фронта на другой ранее образовавшийся фронт. При этом теплый воздух вытесняется вверх и отрывается от земной поверхности, а у земли фронт перемещается под влиянием двух холодных воздушных масс. В зависимости от того, какие воздушные массы разделяют атмосферные фронты, они делятся на арктические, полярные и тропические. Изменения погоды, вызываемые фронтами, тесно связаны с развитием циклонов и антициклонов, которые на них образуются и вместе с которыми они перемещаются.

10.3 Образование и эволюция циклонов и антициклонов

Волновая теория циклонов, которая объясняла взаимодействие встречающихся воздушных масс, была разработана крупным норвежским ученым Бьёркнесом и явилась одним из первых открытий XX в. в науке о погоде нашей планеты. Суть этой теории заключается в

следующем. Когда теплый воздух движется на север, а холодный – на юг, между ними образуется пограничная область (линия). На линии встречи двух воздушных масс возникают волны. ТВ образует длинный воздушный язык, вклинивающийся в область, занятую ХВ, возникает возмущение в виде волны, в которой обе воздушные массы начинают вращаться вокруг друг друга, в результате чего вершина волны становится все более заметной. Атмосферное давление в вершине постепенно понижается, а пространство, занятое волной, расширяется. Теплый воздух при этом постепенно вытесняется вверх, а холодный продолжает перемещаться к югу. Одновременно с образованием волны создается теплый фронт вдоль восточной границы теплого языка и холодный фронт вдоль западной его границы; в верхней же, северной части теплого языка движение воздуха начинает принимать циклонический характер.

Таким образом, вследствие волнового возмущения на поверхности раздела образуется типичный циклон с теплым сектором, ограниченным с востока теплым, с запада холодным фронтами. Если мы находимся в передней части циклона, следует ожидать изменения погоды, связанного с прохождением теплого фронта, – натеканием облачности и обложных осадков. Затем мы попадаем в теплый сектор с теплой погодой. Потом следует ожидать прохождения холодного фронта со всеми вытекающими последствиями. За холодным фронтом располагается так называемый «тыл циклона» с достаточно прохладной, а иногда и очень холодной погодой. При дальнейшем развитии циклона теплый сектор его постепенно сужается, фронты сближаются и сливаются. Наступает так называемая стадия окклюзии циклона. С момента окклюзии циклон начинает ослабевать и затухает. Обычно на фронте образуется не одна волна, а ряд волн, дающих начало серии циклонов, состоящей из 4 и более циклонов, формирующихся один за другим.

В течение года в Европу со стороны Атлантики приходит в среднем около 60 серий циклонов. Антициклоны образуются в тылу циклонов, куда проникают холодные массы воздуха. Сначала здесь образуется гребень высокого давления, перемещающийся вместе с циклонами, между которыми он располагается. Затем в нем появляется антициклональная циркуляция воздуха, возникают нисходящие движения и образуются замкнутые изобары. После этого движение антициклона замедляется, и он постепенно превращается из подвижного в малоподвижный.

Зимой в умеренных широтах над охлажденными материками создаются обширные стационарные антициклоны. Особенно мощный антициклон возникает зимой в Сибири – Азиатский максимум. Обширные стационарные антициклоны создаются в субтропических широтах океанов (в северном полушарии – Азорский и Гавайский). Кроме антициклонов формируются и постоянно действующие минимумы – Исландский минимум и Алеутская депрессия. Они носят название постоянных центров действия атмосферы.

Циклоны и антициклоны играют большую роль в осуществлении атмосферной циркуляции. С ними тесно связан перенос воздуха умеренных широт в низкие широты, где он преобразуется в тропический воздух. Тропический воздух из низких широт проникает в высокие широты, где превращается в воздух умеренных широт. Таким образом, благодаря циклонам и антициклонам совершается обмен воздушными массами высоких и низких широт, приводящий к теплообмену и влагообмену между ними.

10.4 Прогнозы погоды

Хозяйственная деятельность человека в любой отрасли народного хозяйства зависит от погоды. Особенно это касается сельскохозяйственного производства, которое отличается от других сфер производства чрезвычайно сильной зависимостью от погодных условий, недаром его называют цехом под открытым небом. Правильный учет погодных условий позволяет получить максимальный экономический эффект и свести к минимуму ущерб от неблагоприятных явлений погоды.

Прогнозы подразделяются на краткосрочные (сутки – трое суток), долгосрочные (месяц) и сверхдолгосрочные – на сезон. При краткосрочном прогнозировании используется в основном синоптический метод, базирующийся на составлении синоптических карт регионов и их последующем анализе. Синоптические карты составляются по данным наблюдений метеорологических станций за определенный срок наблюдений, которые в зашифрованном виде передаются в центры службы погоды. Вся эта информация о температуре, атмосферном давлении, осадках, высоте облаков, скорости и направлении ветра цифрами и условными знаками наносится на синоптическую карту, которые составляются 4 раза в сутки. Затем эти карты подвергают обработке: проводят изобары, выявляют расположение барических систем и их центров, расположение атмосферных фронтов, выделяют зоны облачности и осадков.

Обработанная синоптическая карта дает представление о фактической погоде на больших площадях земного шара. Кроме приземных карт составляются также и карты для разных высот в атмосфере (высотные карты). Сопоставление вновь составленных синоптических карт с предыдущими картами и дает возможность проследить перемещение и эволюцию циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов и с той или иной вероятностью наметить пути и скорости их перемещения на ближайшее время. С учетом этого и делается заключение об ожидаемой погоде в рассматриваемом районе.

Краткосрочный прогноз погоды составляется также 4 раза в сутки на 18-36 часов. Большое значение для анализа и прогноза погоды и повышения их качества имеет использование спутниковой информации и различных динамических или численных методов. В настоящее время оправдываемость краткосрочных прогнозов достаточно велика: она составляет 80-90%.

В отличие от краткосрочных прогнозов проблема долгосрочных прогнозов погоды остается чрезвычайно сложной и нерешенной. Наибольшее распространение из множества испытанных методов получил прием подбора аналогов, предполагающий, что если предыдущие условия погоды в текущем году сходны с погодой года-аналога, то и последующее развитие погоды будет сходным, а следовательно, и погода в будущем окажется примерно такой же, как в году-аналоге. Однако метод этот не свободен от грубых ошибок, и оправдываемость долгосрочных прогнозов в среднем составляет около 70%.

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое погода? С чем связаны периодические и непериодические изменения погоды?
2. Что такое воздушные массы?
3. Какова классификация воздушных масс?
4. Что такое атмосферный фронт?
5. Каковы признаки приближения фронта?
6. Что такое фронт окклюзии?
7. Что такое циклоны и антициклоны? Какую погоду определяют они зимой и летом?
8. Что такое синоптическая карта?
9. Каковы основные методы составления краткосрочных прогнозов погоды?
10. Какими методами составляются долгосрочные прогнозы погоды?

11 НЕБЛАГОПРИЯТНЫЕ ДЛЯ СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ И МЕРЫ БОРЬБЫ С НИМИ

Для сельского и лесного хозяйства неблагоприятными явлениями погоды являются засухи, суховеи, пыльные бури, заморозки, градобития, сильные ливни, длительные осадки и переувлажнение почвы в период уборки урожая, а в зимний период – сильные морозы, бесснежье или высокий снежный покров, ледяные корки. Для сельского хозяйства опасны засухи, которые могут вызывать катастрофическое снижение урожайности всех сельскохозяйственных культур, деградацию лугов, почвы, падеж скота и т.д., нанося огромный ущерб современному сельскому хозяйству.

11.1 Засухи и суховеи

Засуха – явление в почве и атмосфере, которое возникает при длительном отсутствии осадков, высоких температурах воздуха в сочетании с большой испаряемостью. В результате этого нарушается водный баланс, и растения резко снижают свою продуктивность. Засуха представляет особую опасность, если она сочетается с неблагоприятными условиями предшествующей осени и зимы (сухая осень, малоснежная зима, глубокое промерзание почвы и т.д.) [6].

Различают почвенную засуху, характеризующуюся отсутствием физиологически доступной растениям влаги в почве, и атмосферную засуху, обуславливающую сильную транспирацию растений и испарение с поверхности почвы и воды. Когда оба эти явления наблюдаются одновременно, то говорят об общей засухе. По интенсивности различают слабые, средние, сильные и очень сильные засухи. Для количественной характеристики засух используют различные показатели.

Широко распространен критерий засухи по величине гидротермического коэффициента (ГТК) Селянинова, представляющего собой отношение количества выпавших за вегетационный период осадков к 0,1 суммы температур воздуха за тот же период. Критерии ГТК следующие: $ГТК \leq 0,3$ соответствует очень сильной засухе, вызывающей снижение урожая более чем на 50%; $ГТК = 0,4-0,5$ соответствует сильной засухе, вызывающей падение урожая на 30-50%; $ГТК = 0,6-0,7$ соответствует средней засухе и вызывает снижение урожая на 20-30%. $ГТК = 0,8-0,9$ соответствует слабой засухе, вызывающей снижение урожая на 10-20%.

Наиболее надежным показателем почвенной засухи являются данные о влажности почвы. Так, М. С. Кулик [13] критерием засушливости принимает иссушение пахотного и метрового слоя почвы. Декады, в которых запасы влаги в пахотном слое составляют менее 34-20 мм, относятся к засушливым, а менее 10 мм – к сухим и свидетельствуют о начале засухи.

По времени наступления различают весеннюю, летнюю и осеннюю засухи. В наиболее засушливые годы засухи охватывают два и даже три сезона или же засуха, начавшаяся весной, продолжается до глубокой осени и в этом случае она называется устойчивой засухой. Весенняя засуха совпадает по времени с первыми этапами роста и развития зерновых культур. Особенно опасна для растений продолжительная весенняя засуха, развившаяся на фоне недостатка влаги в осенний и зимний периоды. Летняя засуха наблюдается обычно в то время, когда у зерновых культур происходят процессы закладки и формирования цветков – важнейших элементов продуктивности. Поэтому засушливость летних месяцев резко снижает урожай. Осенняя засуха задерживает прорастание озимых, замедляет осеннюю вегетацию, снижает морозостойкость растений.

Засухи часто сопровождаются суховеями, что усиливает их вредное действие на растения. Под суховеем в общем смысле понимают ветер, при котором высокая температура воздуха сочетается с низкой относительной влажностью воздуха и большим дефицитом упругости водяного пара. В агрометеорологической практике суховеем обычно считают ветер скоростью более 5 м/с, при котором хотя бы в один срок наблюдений относительная влажность уменьшилась бы до 30% и ниже, температура воздуха повысилась бы до 25°C и выше, а дефицит упругости водяного пара составлял бы не менее 20 ммб. Суховеи в период образования цветков приводят к недоразвитию части цветков, в результате чего сильно сокращается число зерен в колосе. При цветении суховеи вызывают гибель цветков, приводят к преждевременному высыханию зерна и его щуплости.

Способы защиты от засух: орошение, полезащитное лесоразведение, влагосберегающие способы обработки почвы, правильный подбор засухоустойчивых культур, снегозадержание.

11.2 Пыльные бури. Сильный ветер

Продолжительные весенние засухи нередко приводят к возникновению пыльных бурь. Это сильные ветры со скоростью более

10 м/с, несущие большое количество пыли и разрушающие поверхностный слой почвы, не защищенной растительностью. Наибольшее развитие они получают в степной, полупустынной и пустынной зонах. Комплекс факторов, при которых увеличивается вероятность возникновения пыльных бурь, включает иссушенность верхнего слоя почвы, отсутствие растительного покрова на полях и низкую (менее 50%) относительную влажность воздуха. Наибольшая повторяемость пыльных бурь отмечается весной и летом.

Наиболее сильному выдуванию подвержены легкие по механическому составу почвы (песчаные, супесчаные и легкосуглинистые). Обладая значительной рыхлостью, эти почвы свободно пропускают влагу в более глубокие слои, благодаря чему их поверхность быстро иссушается и подвергается воздействию даже не очень сильного ветра.

Противоэрозионная устойчивость почвы достигается рациональными приемами обработки, внесением минеральных и органических удобрений, травосеянием и т.д. Для защиты почвы от ветровой эрозии широко используется посадка древесно-кустарниковых форм в виде полос поперек господствующего направления ветра. А также внедрение почвозащитных севооборотов с посевами многолетних трав, полосное чередование многолетних и однолетних культур, применение химических средств, увеличивающих сцепление почвенных частиц и т.д. Зональные почвозащитные мероприятия разрабатываются для каждой почвенно-климатической зоны с учетом специфики климата и микроклимата, рельефа и типа почв, набора возделываемых культур и применяемой зональной системы земледелия.

Прогноз пыльных бурь сводится к прогнозу сильного ветра с учетом складывающейся обстановки по условиям увлажнения. В лесу сильные ветры, особенно штормовые и ураганные (со скоростями более 18 м/с) могут вызвать поломку ветвей и стволов (бурелом), вывал деревьев вместе с корнями (ветровал), обрыв части корней при раскачивании деревьев. Нередко ветровалы и буреломы полностью уничтожают насаждения на больших площадях. Наиболее подвержены ветровалу чистые насаждения с поверхностной корневой системой (ельники, пихтарники, букняки) и насаждения, произрастающие на избыточно увлажненных почвах. Для предупреждения ветровала большое значение при проведении рубок имеет тщательное соблюдение главного и промежуточного использования лесоводственных правил, учитывающих влияние ветра.

11.3 Град. Сильные ливневые дожди

Значительный ущерб сельскому хозяйству могут нанести такие стихийные гидрометеорологические явления, как град и сильные ливни. Причем град нередко сильно повреждает посевы и насаждения или полностью уничтожает их. В большинстве случаев размер градин составляет 1-2 см, а максимальный диаметр градин достигает 6-8 см. Наиболее интенсивные и продолжительные градобития связаны с развитием сверхмощных градовых облаков, имеющих большую горизонтальную (30 км и более) и вертикальную (12 км и более) протяженность. Град выпадает полосами. Часто ширина градовой полосы составляет 3-5 км, а длина – 15-20 км. В отдельных случаях градобитием бывают охвачены площади шириной до 20 км и длиной 100-200 км. Продолжительность выпадения града в отдельном пункте колеблется от нескольких секунд до 1 ч, чаще всего она составляет 5-10 мин.

За критерий опасного гидрометеорологического явления принят град с диаметром не менее 7 мм в период цветения и созревания сельскохозяйственных культур, когда поврежденные им органы не могут быть восстановлены. Ежегодно в мире размеры ущерба от градобитий составляют примерно 2 млрд долларов. Поэтому во многих странах разрабатываются и применяются различные способы воздействий на градовые процессы с целью уменьшения ущерба от градобитий.

Основой метода активного воздействия на градовые облака является предотвращение процесса образования крупных градин путем засева градовых облаков льдообразующими реагентами, в качестве которого чаще используется йодистое серебро. Для защиты сельскохозяйственных культур от градобитий применяются зенитные пушки или ракетные противоградовые комплексы. Обнаружив с помощью радиолокаторов зону градового очага, в нее доставляют реагент с помощью снарядов или ракет.

Для проведения противоградовых работ организуются противоградовые отряды, каждый из которых обеспечивает защиту посевов от градобитий на площади около 100 тыс. га. Убытки от града на защищаемой территории уменьшаются на 50-70%.

Определенный ущерб сельскому хозяйству могут нанести сильные ливневые дожди, обычно охватывающие небольшую площадь и имеющие относительно случайное пространственно-временное распределение. Суточный максимум ливневых осадков в годовом ходе повсеместно приходится на теплый период. Сильные ливневые дожди

за сутки могут дать 80-100 мм осадков. В Саратове, например, 27 июня 1985 г. за сутки выпало 105 мм осадков. Естественно, что такое количество осадков не могло не иметь никаких последствий и обусловило значительное полегание посевов как озимых, так и яровых хлебов. Часто сильные ливни вызывают полегание зерновых культур на 20-30% посевных площадей, а в отдельные годы – 80%. При полегании ухудшается налив зерна, затрудняется уборка и увеличиваются потери урожая. Кроме того, ливневые дожди или длительные осадки могут вызывать стекание и прорастание зерна, особенно полеглих хлебов, способствуют развитию болезней сельскохозяйственных культур. Из-за переувлажнения почвы также могут сложиться тяжелые условия для уборки зерновых и технических культур. Сильные ливневые осадки не успевают проникнуть в почву, и большая их часть стекает, смывая верхние плодородные слои почвы со склонов и вызывая водную эрозию.

11.4 Заморозки

Заморозком называется понижение температуры воздуха или почвы до 0°C и ниже на фоне положительных средних суточных температур воздуха. Особенно опасны поздние весенние и ранние осенние заморозки. В вегетационный период они могут вызвать повреждение почек молодых листьев, хвои и побегов (особенно у ели), а также цветков, завязей и всходов растений. При сильных повреждениях, вызванных заморозками, растения, особенно молодые, могут погибнуть. Для большинства древесных культур в начале периода вегетации опасны заморозки с температурами ниже -3-4°C. По условиям образования заморозки разделяются на 3 типа: радиационные, адвективные и адвективно-радиационные.

Радиационные заморозки возникают вследствие охлаждения деятельной поверхности и прилегающих слоев воздуха из-за большого эффективного излучения. Они обычно образуются в тихую ясную погоду ночью, редко бывают сильными и с восходом Солнца быстро исчезают.

Адвективные заморозки образуются в результате вторжения холодных воздушных масс (обычно арктических воздушных масс). Они могут обусловить резкое и сильное понижение температуры воздуха, начаться в любое время суток и длиться непрерывно несколько суток подряд. Эти заморозки охватывают большие территории и мало зависят от местных условий.

Адвективно-радиационные заморозки возникают при адвекции холодного воздуха, охлаждение которого усиливается большим эффективным излучением. Наиболее сильными эти заморозки бывают ночью при ясной погоде. При радиационных и адвективно-радиационных заморозках всегда образуются приземные инверсии температуры. Более сильными и частыми заморозки бывают в пониженных формах рельефа, куда скатывается более холодный воздух, а также над темными и рыхлыми почвами.

Радиационные и адвективно-радиационные заморозки усиливаются в ясную погоду при сухом воздухе и слабом ветре. Опасность заморозков для культурных растений различна и зависит от вида, сорта и фазы развития растений, а также времени их наступления.

По степени устойчивости к заморозкам все полевые культуры делят на 5 групп (Степанов В.Н.):

1) наиболее устойчивые, выносящие кратковременные заморозки до $-7-10^{\circ}\text{C}$ в начальные фазы развития (зерновые и зернобобовые культуры), в цветение уже $-1-2^{\circ}\text{C}$;

2) устойчивые, выдерживающие в начале развития заморозки до $-5-7^{\circ}\text{C}$ (лен, конопля);

3) среднеустойчивые, выдерживающие в фазе всходов заморозки $-3-4^{\circ}\text{C}$ (соя, редис);

4) малоустойчивые, выносящие в начале вегетации до -2°C кукуруза, картофель, табак;

5) неустойчивые, теплолюбивые, повреждаются при $-0,5-1,5^{\circ}\text{C}$ (гречиха, хлопчатник, бахчевые).

Организация работ по борьбе с заморозками в хозяйстве должна начинаться с обеспечения прогноза заморозка. Предупреждение о возможности наступления заморозка передается по радио обычно для обширной территории с интервалом ожидаемых минимальных температур $3-5^{\circ}\text{C}$. На всех метеостанциях, обслуживающих сельскохозяйственное производство, проводится уточнение прогноза с учетом местных условий, что позволяет рассчитать ожидаемую минимальную температуру с точностью до $1-2^{\circ}\text{C}$. Уточнение прогноза заморозка производится по разработанным формулам. Одной из наиболее распространенных формул для прогноза заморозков по наблюдениям в одной точке является формула Михалевского. Расчет по этой формуле проводится на основании наблюдений в 13 ч и уточняется после 19 ч. Формула Михалевского имеет вид:

а) для определения минимальной температуры воздуха:

$$T_{\min \text{ в-ха}} = T_1 - (T - T_1) C \pm A;$$

б) для определения минимальной температуры на поверхности почвы:

$$T_{\min \text{ п-вы}} = T_1 - (T - T_1) 2C \pm A,$$

где T – температура по сухому термометру в 13 ч;

T_1 – температура по смоченному термометру в 13 ч;

C – коэф., зависящий от влажности воздуха в 13 ч (берется из таблицы);

A – поправка на облачность в 19 ч. В 19 ч в полученный результат вносится поправка на облачность.

Если небо ясное, то поправку понижают на 20°C , при облачности от 4 до 7 баллов расчет остается без изменений, при полной облачности расчет повышается на 20°C . Если расчетная величина ниже 2°C , то надо ожидать заморозок, при значениях от 0 до 2°C заморозок вероятен, при значениях выше 2°C – маловероятен. Для защиты растений от заморозков используют дымление, обильные поливы, мульчирование почвы, а также укрытие растений различными подручными материалами.

11.5 Неблагоприятные явления погоды зимой

В холодный период зимующие растения могут подвергаться влиянию таких неблагоприятных погодных явлений, как сильные морозы при малой высоте или отсутствии на полях снежного покрова, что способствует вымерзанию зимующих культур. Хорошо подготовившиеся к зиме древесные растения умеренной зоны способны переносить без вреда довольно низкие температуры (до -50°C), причем большинство из них требует для своего нормального развития определенного периода воздействия низких температур. Однако при очень сильных морозах некоторые древесные породы (особенно в молодом возрасте и экзоты) могут сильно повреждаться (обмерзают почки, побеги, а иногда растения вымерзают целиком). У многих древесных пород при резком понижении температуры происходит растрескивание ствола вдоль – образуются морозобойные трещины.

Продолжительные и сильные оттепели в конце зимы могут вызвать пробуждение растений, но затем при последующих морозах – их гибель. Промерзание почвы в зимний период является причиной выжимания молодых растений и разрыва корней у деревьев старшего

возраста. Критическая температура вымерзания хорошо развитых с осени озимых культур составляет $-18-20^{\circ}\text{C}$ на глубине узла кущения (3 см), плохо развитых – $-15-17^{\circ}\text{C}$.

Снежный покров для зимующих культур может иметь как положительное, так и отрицательное значение. Мощный снежный покров, установившийся рано при слабом промерзании почвы, также неблагоприятно сказывается на посевах, вызывая выпревание.

Выпревание растений происходит в результате длительного пребывания растений под высоким (более 30 см) снежным покровом, при слабом промерзании почвы и ее температуре на глубине узла кущения растений, близкой к 0°C . По данным физиологов, при таких условиях растения быстро расходуют запасы питательных веществ на дыхание, истощаются и подвергаются грибковым заболеваниям, от которых погибают. Процесс истощения растений продолжается 2-3 месяца и зависит от состояния растений осенью, степени их закалывания и температуры почвы на глубине узла кущения и ее поверхности под снежным покровом. Кроме выше перечисленных явлений к числу неблагоприятных в зимний период следует отнести ледяные корки, выпирание, выдувание и вымокание растений.

Вопросы для самоконтроля

1. Что называется засухой?
2. Каковы типы засух по времени наступления?
3. Как оценивается интенсивность засух?
4. Что называется суховеем?
5. Что такое пыльные бури? Каковы причины их образования?
6. Каковы меры борьбы с засухами?
7. Каковы меры защиты почвы от ветровой эрозии?
8. Что такое заморозки? Какие существуют типы заморозков по условиям образования?
9. Каковы способы прогноза заморозка?
10. Какой вред наносят сельскому хозяйству неблагоприятные явления погоды, град и сильные ливни?

12 КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ. ОЦЕНКИ АГРОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ ТЕРРИТОРИИ И СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ КЛИМАТА

12.1 Основные факторы климатообразования

Климатом называется средний многолетний режим погоды на данной территории. К числу основных климатообразующих факторов относятся солнечная радиация, атмосферная циркуляция и подстилающая поверхность. Под их совместным влиянием и происходит формирование климатов в различных местах земного шара. Количество солнечной радиации, поступающей на поверхность земли, и значения связанных с нею характеристик радиационного баланса зависят от географической широты местности, которая определяет полуденную высоту солнца над горизонтом, продолжительность дня и ночи и приход-расход лучистой энергии Солнца [12].

Кроме того, радиационный баланс зависит от характера и увлажнения подстилающей поверхности, определяющих величину альбедо и эффективного излучения. Распределение годовых сумм радиации по земной поверхности носит зональный характер. Наибольшее количество тепла от солнца получают экваториальная зона и тропические широты. В этих же районах отмечаются наибольшие величины радиационного баланса, благодаря чему в этих местах создаются жаркие тропические климаты. Максимальный радиационный баланс на материках наблюдается в районах с небольшой облачностью и большой влажностью воздуха (экваториальная Африка, п-ов Индостан, устье р. Амазонки), на океанах – тропические широты Атлантического и Тихого океанов, север Аравийского моря и Бенгальского залива. Наименьшее количество тепла и наименьшие величины радиационного баланса отмечаются в полярных районах, расположенных у полюсов, что создает в этих местах суровые холодные климаты.

В среднем тропические широты получают за год солнечной радиации в 2,5 раза больше, чем полярные (200 и 80 ккал/см² в год). Вследствие различного нагревания широтных поясов земного шара, а также различий в нагревании и охлаждении земной и водной поверхностей, возникает атмосферная циркуляция, осуществляющая междоуширотный обмен воздушных масс и выступающая также в качестве основного климатообразующего фактора.

Основные черты климата во многом определяются преобладающими формами циркуляции атмосферы. В районах, где преобладают циклоны, формируются мягкие климаты с большим количеством осадков, а там, где преобладают антициклоны, формируются суровые, сухие климаты.

Циркуляция атмосферы усложняет схему широтных изменений климата. На одной и той же широте в силу циркуляционных различий на западных и восточных берегах материков наблюдаются неодинаковые климатические условия: теплая зима Южной Франции и суровая зима Приуралья, сухое лето Сицилии и дождливое лето Японии и т.д.

Существенное влияние на климатообразование оказывает подстилающая поверхность. От характера подстилающей поверхности зависят физические свойства располагающихся над ней воздушных масс. Особенно существенное и различное влияние на климат оказывает два основных вида подстилающей поверхности: вода и суша, под действием которых создаются два типа климата: морской и континентальный.

Морской климат характеризуется небольшими годовыми амплитудами температуры воздуха и большим количеством осадков, континентальный – большими годовыми амплитудами температуры и уменьшением осадков и увеличением амплитуд по мере удаления от океанов вглубь материка.

Большое влияние на климат оказывают морские течения [15]. Теплые течения, направленные в высокие широты, например Гольфстрим, создают на омываемых ими берегах особый климат с очень теплой зимой и малой годовой амплитудой колебания температуры. Благодаря теплоту течения Гольфстрим в Мурманске наблюдается такая же средняя месячная температура января, как в Волгограде, расположенном значительно южнее. На берегах, омываемых теплыми течениями, выпадает повышенное количество осадков, причем осадки часто сопровождаются грозами и бурями.

Холодные течения, направленные в сторону экватора, например, Лабрадорское или Калифорнийское, вызывают понижение температуры и частые туманы на омываемых ими берегах. Все холодные течения в большей или меньшей степени усиливают бездождье климата и играют немаловажную роль в образовании береговых пустынь.

Большое влияние на климат оказывает рельеф, особенно крупные его формы – горные хребты и высокие плоскогорья. В горной местности создается особый тип климата, носящий название горного.

Горные хребты могут являться границей, разделяющей области с различными климатическими условиями. Например, климат Закавказья благодаря Кавказскому хребту значительно отличается от климата Предкавказья. Кроме того, горные хребты могут изменять направление воздушных течений. Расположенные перпендикулярно к преобладающим влажным ветрам, они создают благоприятные условия для конденсации водяного пара. Ввиду этого на склонах, обращенных в сторону влажных ветров, осадков выпадает больше, чем на противоположных склонах. Определенное влияние на климат оказывает снежный и ледяной покров. Различным будет влияние на климат обнаженной почвы и поверхности, покрытой растительностью. При этом травянистая растительность будет оказывать на климат иное влияние, чем лесная и т.д.

12.2 Понятие о микроклимате, местном климате и фитоклимате

Микроклимат – климат небольшой территории, формирующийся под воздействием особенностей рельефа местности, освещенности, характера подстилающей поверхности (почвы, растительного покрова, близости водоема, застроек и т.п.). Все эти факторы определяют своеобразие радиационного баланса, режима температуры и влажности воздуха, почвы, скорости ветра и т.д. Различают микроклимат склонов, долин, лугов, лесных полян, лесов и т.д. Наиболее отчетливо микроклиматические особенности прослеживаются в приземном слое воздуха (1,5-2,0 м) при ясной, безветренной погоде. В пасмурную, дождливую или ветреную погоду, а также с увеличением высоты эти различия сглаживаются.

Местный климат или мезоклимат выделяется в качестве промежуточного звена между макроклиматом больших территорий (регион, страна, зона, пояс) и микроклиматом, характеризующим приземный слой воздуха на ограниченной территории. Мезоклиматические особенности прослеживаются в слое воздуха от десятков до сотен метров. Примером мезоклимата может быть климат города, где наблюдается более высокий температурный режим (на 40 выше, чем за городской чертой), другие величины радиационного баланса, большее количество облачности и осадков, свой режим ветра, меньшая вероятность заморозков и т.д.

Основное влияние на формирование мезоклимата города оказывают его расположение на местности (в котловине, на возвышенно-

сти, на склонах и т.д.), общая планировка города, направление улиц по отношению к преобладающему ветровому потоку, уровень озеленения города и т.д. В пределах мезоклимата города нетрудно выделить микроклимат площадей, отдельных улиц, дворов, парков и т.п. Фитоклимат – микроклимат, формирующийся в среде обитания растений, например, в травостое, в кроне деревьев. Различают фитоклимат поля, древеснокустарниковых насаждений, отдельных растительных формаций; иногда изучают фитоклимат отдельного растения, кроны дерева и т.д. Практически каждая сельскохозяйственная культура формирует свой фитоклимат, особенности которого будут меняться по мере роста и развития растений за счет неодинаковой структуры растений, их плотности, высоты, облиственности и т.д. Наиболее отчетливо эти различия проявляются при сравнении орошаемых и неорошаемых полей.

12.3 Методика оценки агроклиматических ресурсов территории и сельскохозяйственной продуктивности климата

Методика оценки агроклиматических ресурсов складывается из расчета и оценки основных агроклиматических показателей, характеризующих термические ресурсы территории, условия увлажнения, условия перезимовки зимующих культур и общую сельскохозяйственную продуктивность климата.

Оценка термических ресурсов территории. Для оценки термических ресурсов территории используют следующие агроклиматические показатели: теплообеспеченность, среднюю температуру самого теплого месяца и продолжительность безморозного периода. Теплообеспеченность территории характеризуется суммой активных температур воздуха выше $+10^{\circ}\text{C}$. Активной называют среднюю суточную температуру воздуха после ее перехода через биологический нуль развития данной культуры. Следовательно, для получения сумм активных температур за какой-либо период надо сложить все среднесуточные температуры выше биологического нуля за этот период. Разность между средней суточной температурой и биологическим нулем данной культуры называют эффективной температурой. При определении сумм эффективных температур из каждого значения средней суточной температуры расчетного периода вычитают величину биологического нуля, а затем суммируют полученные значения.

Средняя температура самого теплого месяца указывает на сельскохозяйственную значимость сумм температур. Так, например, сум-

ма температур выше 10°C одна и та же в Батуми (44000) и Ташкенте (43000), но средняя температура самого теплого месяца в Батуми – 230°C , а в Ташкенте – 270°C . Очевидно, что температурные условия Батуми и Ташкента будут определять совершенно разную возможность выращивания сельскохозяйственных культур. Поэтому во всех агроклиматических расчетах наряду с суммами температур считается обязательным учет средних температур самого теплого месяца.

Использование имеющихся ресурсов тепла могут в значительной мере лимитировать весенние и осенние заморозки. Так, сумма температур выше 100°C почти одна и та же для Ай-Петри в Крыму (18000 $^{\circ}\text{C}$) и Тобольска в Сибири (17000 $^{\circ}\text{C}$). Между тем, средняя продолжительность безморозного периода в Ай-Петри – 147 дней, а в Тобольске – 99. Поэтому при оценке термических ресурсов необходимо учитывать среднюю продолжительность безморозного периода.

Продолжительность безморозного периода – число дней от даты последнего заморозка весной до первого заморозка осенью. Для более полной характеристики теплового режима территории обязательно приводятся средние и крайние даты прекращения заморозков весной и наступления их осенью, наименьшая и наибольшая продолжительность безморозного периода, указываются даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через различные пределы и продолжительность периодов с температурой выше этих пределов.

Оценка условий перезимовки сельскохозяйственных растений. Агроклиматическими показателями условий перезимовки растений являются среднее из абсолютных минимумов температуры воздуха и почвы, сумма отрицательных температур воздуха и почвы ниже 0°C , -5°C и -100°C , а также средняя температура самого холодного месяца и данные о динамике высоты снежного покрова.

В отдельных случаях используют так называемые снежно-температурные градиенты: отношение высоты снежного покрова к среднему из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха (Шульгин А. М.) [8].

Оценка условий увлажнения. Агроклиматическими показателями условий увлажненности территории служат средние многолетние суммы осадков за различные периоды, а также различные комплексные показатели увлажненности, представляющие собой соотношение количества выпадающих осадков с испаряемостью. Среднее многолетнее количество осадков в данном месте дает представление о том, что сумма осадков больше или меньше данной величины в данном месте имеет обеспеченность около 50%.

Однако оценка условий увлажнения вегетационного периода по количеству выпадающих осадков не может полностью удовлетворить познание агроклиматических ресурсов территории. Дело в том, что в различных районах может выпадать одинаковое количество осадков, но значение их может быть разным. Так, например, на Кольском полуострове и в Узбекистане за год выпадает одинаковое количество осадков (350 мм). Между тем, на Кольском полуострове имеются болота, и избыток влаги подавляет жизнедеятельность растений, а в Ташкенте требуется орошение, без которого земледелие не может иметь успеха. Это объясняется тем, что на Кольском полуострове, где выпадает 350 мм осадков, испаряемость составляет 300 мм, а в Ташкенте при том же количестве осадков испаряемость – более 1200 мм. Поэтому при оценке ресурсов влаги той или иной территории важно оценить не только общее количество выпадающих осадков, но и соотношение их с испаряемостью.

Для климатологической оценки степени увлажнения различных районов существует множество различных показателей. Среди комплексных показателей увлажненности территории наибольшее распространение получили 2 показателя: гидротермический коэффициент Г. Т. Селянинова (ГТК) [7] и коэффициент годового увлажнения Д. И. Шашко (КУ) [14]. ГТК рассчитывается как отношение суммы осадков за период с температурой более 10° к 0.1 суммы температур за тот же период:

$$ГТК = P / 0,1 \sum t.$$

По этой формуле ГТК можно рассчитать за период не менее месяца. Согласно Селянину ГТК=1 соответствует условиям лесостепи, ГТК 0,8 2. Засушливый ГТК от 0,6 до 0,8 3. Очень засушливый ГТК от 0,4 до 0,6 4. Сухой с ГТК $\leq 0,4$.

По теплообеспеченности ($\sum t > 100$) территория области делится на следующие подрайоны:

- а) умеренно-теплый < 24000;
- б) теплый 2400-26000;
- в) очень теплый 2600-28000;
- г) умеренно-жаркий 2800-30000;
- д) жаркий > 30000.

12.4 Агрометеорологические прогнозы

Агрометеорологическим прогнозом называется предвидение важнейших агрометеорологических условий, оказывающих влияние на рост, развитие и формирование урожайности сельскохозяйственных культур. Главная цель агрометеорологических прогнозов – способствовать наиболее полному и рациональному использованию почвенно-климатических и складывающихся агрометеорологических условий для повышения устойчивости и продуктивности сельскохозяйственного производства.

Различные виды агрометеорологических прогнозов можно разделить на 3 основные группы:

1) *прогнозы агрометеорологических условий*. К этой группе прогнозов относятся прогнозы тепло и влагообеспеченности вегетационного периода, прогноз условий осенней вегетации и перезимовки озимых культур и т.д.;

2) *фенологические прогнозы* или прогнозы сроков наступления, которые основаны на фазах развития растений;

3) *прогнозы урожайности* сельскохозяйственных культур и качества урожая [6].

Большинство методов агрометеорологических прогнозов основывается на свойствах значительной инерционности агрометеорологических процессов, необратимости реакций и консервативности свойств растений, когда исходные ситуации во многом определяют направленность будущих процессов. К числу инерционных агрометеорологических факторов относятся запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы, определяющие влагообеспеченность растений на какой-то период, суммы накопившихся температур воздуха и почвы, характеризующие энергетический потенциал, высота, густота и кустистость растений и т.д.

Благодаря использованию в агрометеорологических прогнозах инерционных агрометеорологических факторов их оправданность составляет 85-90%. Факторы, от которых зависят рост и развитие растений, устанавливаются путем статистической обработки результатов агрометеорологических наблюдений с привлечением корреляционного и регрессионного анализов. В прогностических уравнениях эти показатели являются прогностическими предикторами. Наиболее важными агрометеорологическими прогнозами являются прогнозы ожидаемой теплообеспеченности вегетационного периода и запасов продуктивной влаги в почве к началу весны, которые позволяют с достаточной за-

благовременностью осуществить правильный подбор высеваемых культур и сортов, выбрать оптимальные способы предпосевной обработки почвы и сроки сева ранних и поздних яровых культур и т.д.

Метод прогноза теплообеспеченности вегетационного периода.

Основным прогностическим предиктором в прогнозе ожидаемой теплообеспеченности вегетационного периода является дата устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через $+10^{\circ}\text{C}$ весной, с которой связывают начало активной вегетации растений. При этом, чем раньше наблюдается данный переход, тем большая сумма тепла накопится. Расчет теплообеспеченности, производится по суммам температур воздуха за период с температурой выше $+10^{\circ}\text{C}$. Автор метода, Ф. Ф. Давитая, предложил следующую формулу:

$$\Sigma t > 10^{\circ} = \langle A \rangle + a1D, \quad (12.1)$$

где

$\langle A \rangle$ и $\langle a1 \rangle$ зависят от географической широты места;

D – дата устойчивого перехода температуры через $+10^{\circ}\text{C}$ весной, отсчитываемая от 1 апреля. Для условий Саратова

$$\Sigma t > 10^{\circ} = 3530 - 23,14D.$$

Метод прогноза весенних запасов продуктивной влаги в почве.

Основными факторами, определяющими величину весенних запасов продуктивной влаги в почве, являются недостаток насыщения почвы влагой осенью и количество осадков, выпавших за холодный период года. Для районов с устойчивой зимой изменение запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы за осенне-зимний период рассчитывают по формуле

$$y = 0,112x + 0,56d - 20, \quad (12.2)$$

где y – изменение запасов продуктивной влаги за осенне-зимний период;

x – сумма осадков за период от последнего инструментального определения влажности почвы осенью до первого определения влажности почвы весной;

d – недостаток насыщения почвы влагой осенью, рассчитываемый как разность между фактическими запасами влаги в почве осенью и НПВ [19].

12.5 Метод прогноза оптимальных режимов орошения

Возделыванию зерновых культур на орошаемых землях в настоящее время уделяется большое внимание, поскольку орошение способствует значительному повышению урожайности сельскохозяй-

ственных культур в районах недостаточного увлажнения. Главной особенностью климата этих районов кроме общего дефицита осадков являются крайняя неравномерность их выпадения по годам и резкие колебания запасов влаги в почве ко времени сева и в период роста зерновых, что и определяет необходимость приспособления к ним режимов орошения.

Иначе и при орошении трудно добиться получения из года в год устойчиво высоких урожаев и избежать засоления почв. Исследованиями было установлено, что для получения высоких урожаев влажность почвы в корнеобитаемом слое должна поддерживаться в оптимальных пределах. Верхней границей увлажнения, при котором не нарушается аэрация почвы, считается величина НПВ, а нижней влажность почвы равная 60-70% НПВ. Таким образом, практическое значение данного прогноза состоит в том, что он помогает создавать оптимальный режим влажности почвы для получения высоких урожаев.

Прогноз норм орошения яровых культур составляется ранней весной, как только становятся известными весенние запасы продуктивной влаги в почве. Прогноз норм орошения озимой пшеницы составляется осенью, перед ее севом, а затем уточняется. Оросительные нормы N рассчитываются как разность между суммарными расходами влаги Q , обеспечивающими получение заданных урожаев, и суммарными расходами в естественных условиях увлажнения Q_1 :

$N = Q - Q_1$. Суммарные расходы влаги в естественных условиях увлажнения Q_1 определяются как количество влаги, используемое посевами из метрового слоя почвы за период от посева до восковой спелости, плюс выпавшие за этот период осадки P :

$$Q_1 = (W_1 - W_2) + P. \quad (12.3)$$

Исследованиями было установлено, что для получения максимально высокого урожая яровой пшеницы (3,5 т/га) на полях с тяжелыми почвами необходимо 420 мм влаги или 4200 м³/га, на полях с легкими почвами – 460 мм, для озимой пшеницы 500 мм, для кукурузы (7,0 т/га) – 475 мм. Для получения умеренных урожаев зерна пшеницы (2,5 т/га) и кукурузы (5,0 т/га) потребность в воде составляет 320 мм на полях с тяжелыми почвами и 360 мм на полях с легкими почвами. Прогноз оросительных норм рассчитывается для максимальных и умеренных урожаев. Это дает возможность определить оросительные нормы в зависимости от имеющихся резервов воды и агротехники возделывания орошаемых культур. например, запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы ко времени сева яровой

пшеницы составили 100 мм. Ко времени массового наступления фазы восковой спелости они в среднем не превышают 10 мм.

Следовательно, яровая пшеница за период вегетации израсходует из почвы 90 мм (100 - 10). Ожидаемая сумма осадков за вегетационный период должна составить 80 мм (осадки первого месяца вегетации уточняются по прогнозу, а для последующих месяцев используются средние многолетние значения). Таким образом, суммарные расходы влаги составят 170 мм (90 + 80) или $1700 \text{ м}^3/\text{га}$. Для получения высокого урожая яровой пшеницы (3,5 т/га) оросительная норма будет равна $4200 - 1700 = 2500 \text{ м}^3/\text{га}$, для получения среднего урожая (2,5 т/га) $3200 - 1700 = 1500 \text{ м}^3/\text{га}$.

Прогнозируемые оросительные нормы являются наиболее вероятными, поскольку для их расчета используются средние многолетние величины. Вместе с тем, помимо прогноза этих наиболее вероятных оросительных норм, целесообразно прогнозировать и оросительные нормы определенной обеспеченности, т.е. давать прогноз потребности сельскохозяйственных культур в орошении в годы, по условиям погоды и увлажнению почвы, сильно отклоняющиеся от средних многолетних (в сухие и влажные).

Для прогнозирования оросительных норм определенной обеспеченности необходимо располагать данными о повторяемости тех или иных сумм осадков за период вегетации сельскохозяйственных культур и данными о запасах продуктивной влаги в почве ко времени наступления восковой спелости культуры. Эти данные удобно иметь в виде номограмм. Прогноз оптимальных оросительных норм под зерновые культуры составляется по всем пунктам, где имеется орошение, затем эти данные обобщаются и даются наиболее вероятные в текущем году средние по району оптимальные оросительные нормы под ту или иную культуру, а также пределы колебаний норм по территории. Урожаи орошаемых культур зависят не только от общего количества воды, использованной посевами в период вегетации, но и от того, сколько воды поступило в наиболее важные периоды жизни растений. В связи с этим большое значение имеют прогнозы сроков и норм полива, составляемые с учетом текущей погоды и создавшейся на орошаемом поле агрометеорологической обстановки.

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое агроклиматическое районирование территории?
2. На основе каких показателей проводят агроклиматическое районирование территории?

3. Какие агроклиматические районы выделяют на территории Саратовской области?
4. Что называется агрометеорологическим прогнозом?
5. Каковы виды и методы составления агрометеорологических прогнозов?
6. Каковы основные предикторы в прогнозе весенних запасов продуктивной влаги в почве?
7. Каков основной предиктор в прогнозе теплообеспеченности вегетационного периода?
8. В чем заключается метод прогноза оптимальных режимов орошения?
9. Как влияет температура на рост, развитие и формирование продуктивности растений?
10. Прогноз оптимальных оросительных норм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение всего теоретического материала (сущность атмосферных процессов и явлений, закономерностей формирования погоды и климата на той или иной территории) позволит специалистам в области природообустройства более эффективно использовать естественные природные ресурсы и поможет снизить ущерб от опасных метеорологических явлений. Выпускникам аграрных вузов необходимы знания погодных и климатических особенностей территории, их изменчивости в отдельные годы, умения пользоваться режимной гидрометеорологической информацией, результатами наблюдений метеорологических станций, а в случае необходимости самостоятельно измерять основные метеорологические элементы для разработки оптимальных приемов ведения сельского хозяйства

В процессе обучения студентами изучены важнейшие задачи агрометеорологии:

- исследование пространственно-временных закономерностей влияния погоды и климата на объекты и процессы сельскохозяйственного производства;
- разработка методов агрометеорологических прогнозов;
- агрометеорологическое обоснование мероприятий, направленных на защиту объектов сельского хозяйства от неблагоприятных явлений климата и погоды, вредителей и болезней;
- проблемы мелиорации климата и микроклимата полей, возможности их улучшения для сельскохозяйственного производства.

В результате изучения дисциплины «Основы агрометеорологии» студенты получают:

- способность решать стандартные задачи профессиональной деятельности на основе информационной и библиографической культуры с применением информационно-коммуникационных технологий и с учетом основных требований информационной безопасности;
- способность обеспечивать требуемое качество выполняемых работ и рациональное использование ресурсов;
- способность оперировать техническими средствами при производстве работ по природообустройству и водопользованию, при измерении основных параметров природных и технологических процессов;
- способность решать задачи при выполнении работ по стандартизации, метрологическому обеспечению, техническому контролю в области природообустройства и водопользования;

- способность проводить изыскания по оценке состояния природных и природно-техногенных объектов для обоснования принимаемых решений при проектировании объектов природообустройства и водопользования.

В результате изучения дисциплины студент владеет необходимыми знаниями и практическими навыками по проведению агрометеорологических наблюдений, использованию агроклиматических прогнозов; умеет оценивать климат с позиций принятия оперативно-хозяйственных решений в производстве; имеет представление о принципах агроклиматического районирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лосев, А. П. Агрометеорология: учебник для вузов / А. П. Лосев, Л. Л. Журина. – М.: Колос, 2001. – 302 с.
2. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. – Вып. 3. – Ч. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 301 с.
3. Код для составления ежедневных метеорологических телеграмм на сухопутных станциях КН-01. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 64 с.
4. Виноградова, Л. И. Агрометеорология: методические указания / Л. И. Виноградова. – Красноярск, 2010. – 40 с.
5. Виноградова, Л. И. Агрометеорология: методические указания к учебной практике / Л. И. Виноградова. – Красноярск, 2001. – 19 с.
6. Лосев, А. П. Агрометеорология / А. П. Лосев, Л. Л. Журина. – М.: Колос, 2004. – 301 с.
7. Чирков, Ю. И. Агрометеорология: учебник для вузов / Ю. И. Чирков. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 296 с.
8. Шульгин, А. М. Снежная мелиорация и климат почвы / А. М. Шульгин. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 70 с.
9. Уланова, Е. С. Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы / Е. С. Уланова. – Л.: Гидрометеиздат, 1975.
10. Левицкая, Н. Г. Основы агрометеорологии: учебное пособие / Н. Г. Левицкая, Ю. В. Бондаренко. – Саратов: Саратовский источник, 2012. – 150 с.
11. Атлас облаков / под ред. А. Х. Хргиана и Н. Н. Новожилова. – Л.: Гидрометеиздат, 1978.
12. Борисенков, Е. П. Климат и деятельность человека / Е. П. Борисенков. – М.: Наука, 1982. – 134 с.
13. Кулик, М. С. Погода и минеральные удобрения / М. С. Кулик. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 137 с.
14. Шашко, Д. И. Агроклиматические ресурсы СССР / Д. И. Шашко. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 247 с.
15. Бондаренко, Ю. В. Гидрология, климатология и метеорология: учебное пособие / Ю. В. Бондаренко, Б. В. Фисенко, В. В. Афонин. – Саратов, 2016. – 292 с.
16. Косарев, В. Н. Лесная метеорология с основами климатологии: учебное пособие / В. П. Косарев, Т. Т. Андрющенко. – Саратов: Лань, 2009. – 288 с.

17. Бондаренко, Ю. В. Методы полевых гидрологических и метеорологических исследований: учебное пособие / Ю. В. Бондаренко. – Саратов: Наука, 2011. – 202 с.
18. Павлова, М. Д. Практикум по агрометеорологии: учебное пособие / М. Д. Павлова. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 184 с.
19. Иванников, А. В. Методика прогнозирования запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы на начало полевых работ: практикум по растениеводству / А. В. Иванников. – Акмола, 1996. – С. 42-45.
20. Атлас облаков // Сельскохозяйственная энциклопедия: в 6 т. / под ред. В. В. Мацкевича и П. П. Лобанова. – М.: Советская энциклопедия, 1973. – Т. 4. – С. 209.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица П.1 – Уравнения времени
(разность между средним и истинным солнечным временем
в минутах)

Числа		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
н/Г	в/Г												н/Г
	1	3	13										
1	2	3	14	13	4	-3	-2	4	6	0	-10	-16	1
2	3	4	14	12	4	-3	-2	4	6	0	-10	-16	2
3	4	4	14	12	4	-3	-2	4	6	0	-11	-16	3
4	5	5	14	12	3	-3	-2	4	6	-1	-11	-16	4
5	6	5	14	12	3	-3	-2	4	6	-1	-11	-16	5
6	7	6	14	12	3	-3	-2	4	6	-1	-12	-16	6
7	8	6	14	11	2	-3	-2	5	6	-2	-12	-16	7
8	9	6	14	11	2	-4	-1	5	6	-2	-12	-16	8
9	10	7	14	11	2	-4	-1	5	6	-2	-12	-16	9
10	11	7	14	11	2	-4	-1	5	6	-3	-13	-16	10
11	12	8	14	10	1	-4	-1	5	6	-3	-13	-16	11
12	13	8	14	10	1	-4	0	6	5	-3	-13	-16	12
13	14	8	14	10	1	-4	0	6	5	-4	-14	-16	13
14	15	9	14	10	1	-4	0	6	5	-4	-14	-16	14
15	16	9	14	9	0	-4	0	6	5	-5	-14	-16	15
16	17	10	14	9	0	-4	0	6	4	-5	-14	-15	16
17	18	10	14	9	0	-4	0	6	4	-5	-14	-15	17
18	19	10	14	8	0	-4	1	6	4	-6	-15	-15	18
19	20	11	14	8	-1	-4	1	6	4	-6	-15	-15	19
20	21	11	14	8	-1	-4	1	6	4	-6	-15	-14	20
21	22	11	14	8	-1	-4	1	6	3	-7	-15	-14	21
22	23	12	14	7	-1	-4	2	6	3	-7	-15	-14	22
23	24	12	14	7	-2	-3	3	6	3	-7	-16	-14	23
24	25	12	14	7	-2	-3	2	6	3	-8	-16	-14	24
25	26	12	13	6	-2	-3	2	6	2	-8	-16	-1	25
26	27	12	13	6	-2	-3	2	6	2	-8	-16	-13	26
27	28	13	13	6	-2	-3	3	6	2	-9	-16	-13	27
28	29	13	13	5	-2	-3	3	6	1	-9	-16	-12	28
29	30	13		5	-3	-3	3	6	1	-9	-16	-12	29
30	31	13		5	-3	-3	3	6	1	-10	-16	-12	30
31		13		4		-3		6	1				31

Таблица П.2 – Исходные данные к теме 1
«Время в агрометеорологии»

Номер варианта	Долгота 1-го пункта λ_1	Долгота 2-го пункта λ_2
1	32° 48'	8° 52'
2	45° 28'	75° 32'
3	25° 32'	55° 14'
4	40° 20'	93° 26'
5	56° 12'	101° 32'
6	46° 10'	96° 30'
7	49° 28'	85° 25'
8	52° 35'	120° 41'
9	26° 48'	92° 56'
10	10° 20'	48° 16'
11	45° 17'	120° 21'
12	65° 20'	140° 34'
13	49° 08'	99° 22'
14	51° 21'	101° 15'
15	61° 15'	89° 25'
16	77° 20'	130° 17'
17	71° 18'	132° 21'
18	81° 17'	135° 17'
19	56° 28'	96° 20'
20	46° 38'	86° 21'
21	36° 35'	91° 20'
22	35° 34'	101° 21'
23	26° 45'	102° 22'
24	55° 32'	150° 12'
25	48° 25'	145° 21'
26	41° 30'	138° 32'
27	38° 32'	131° 21'
28	62° 12'	145° 13'
29	65° 18'	151° 14'
30	71° 22'	162° 17'

Таблица П.3 – Исходные данные для выполнения задания
по теме «Атмосферное давление»

Номер варианта	$\varphi^{(o)}$	h (м)	P_t (мб)	t (°C)	δP (мб)
1	50	150	1015,1	20,0	-0,2
2	55	200	1012,2	21,5	-0,1
3	60	250	1011,4	22,6	-0,2
4	65	180	1012,5	23,1	-0,3
5	70	203	1021,6	24,5	-0,3
6	75	300	1025,6	23,6	-0,1
7	40	120	1015,6	22,3	0
8	35	150	1017,6	24,6	0,0
9	30	180	1016,7	20,3	-0,2
10	75	205	1017,3	21,3	-0,3
11	80	220	1015,3	22,4	-0,2
12	78	230	1021,4	25,0	0,1
13	50	320	1020,5	23,6	0,2
14	55	330	1021,6	24,3	0,3
15	60	120	1022,8	22,3	0,2
16	65	130	1001,8	21,3	0,1
17	68	135	1001,7	20,3	0,3
18	70	140	1000,8	21,5	0,2
19	73	145	1000,0	23,1	0,1
20	75	150	995,9	24,3	0,2
21	80	160	990,5	23,6	0,1
22	48	165	995,8	20,8	0,2
23	50	168	996,8	22,3	0,1
24	55	207	997,5	23,1	0,1
25	60	220	998,4	25,3	0,2
26	65	228	997,5	22,3	0,2
27	56	190	1006,2	22,7	-0,2
28	58	180	1002,5	23,6	-0,1
29	55	170	1005,6	18,9	-0,2
30	45	165	1010,2	19,5	0,2

Таблица П.4 – Альbedo различных видов подстилающих поверхностей

Поверхность	Альbedo (доли)	Поверхность	Альbedo (доли)
Чернозем сухой	0,14	Рожь и пшеница	0,10-0,25
Чернозем влажный	0,08	Зеленая трава	0,26
Глина сухая	0,23	Сухая трава	0,19
Глина влажная	0,16	Лес	0,10-0,18
Паровое поле сухое	0,08-0,12	Снег сухой чистый	0,84-0,95
Паровое поле влажное	0,14	Снег влажный чистый	0,63
Вспаханное поле влажное	0,14	Снег мелкозерни- стый влажный	0,40-0,60
Песок желтый	0,35	Морской лед	0,36
Песок белый	0,34-0,40	-	-
Песок речной	0,43	-	-

Таблица П.5 – Значения удельной теплоемкости для некоторых почв (дж/кг · К) и почвенная влага в долях

Но- мер вари- анта	Почва	Удель- ная теп- лоем- кость c_p	Доля влаги, w	Но- мер ва- ри- анта	Доля влаги, w	Но- мер ва- ри- анта	Доля влаги, w
1	Торф	2180	0,210	10	0,250	19	0,245
2	Гумус	1840	0,080	11	0,120	20	0,145
3	Чернозем суглинистый	1260	0,150	12	0,240	21	0,140
4	Чернозем супесчаный	1090	0,205	13	0,180	22	0,206
5	Глина	920	0,104	14	0,120	23	0,156
6	Суглинок	840	0,170	15	0,190	24	0,225
7	Песок	800	0,118	16	0,130	25	0,156
8	Солончаки	590	0,096	17	0,115	26	0,230
9	Подзол	760	0,115	18	0,135	27	0,225

Таблица П.6 – Наблюдения за температурой почвы на поверхности и на глубинах 5, 10, 15, 20 см за сутки (8 сроков)

Сроки	Глубины (см)				
	0	5	10	15	20
Вариант 1					
00	10,2	16,6	18,1	18,9	19,0
03	18,1	16,7	18,3	17,7	17,8
06	25,2	16,7	18,5	16,3	16,7
09	26,6	22,5	19,0	16,8	16,4
12	42,3	22,5	19,0	19,0	17,1
15	36,7	27,6	25,0	21,2	18,6
18	23,8	24,6	23,9	21,9	19,5
21	15,8	22,6	21,5	22,0	19,7
Вариант 2					
00	4,2	10,6	12,1	12,9	13,0
03	12,1	10,7	12,3	11,7	11,8
06	19,2	10,8	12,5	10,3	10,7
09	20,6	16,5	13,0	10,8	10,4
12	38,3	20,4	16,6	13,0	11,1
15	30,7	21,6	19,0	15,2	12,6
18	17,9	18,6	17,9	15,8	13,5
21	9,8	16,6	15,5	16,0	13,7
Вариант 3					
00	6,2	12,6	14,1	14,9	15,0
03	14,1	12,7	14,3	13,7	13,8
06	21,2	12,7	14,5	12,3	12,7
09	22,6	18,5	15,0	12,8	12,4
12	40,0	22,4	18,6	15,0	13,1
15	32,7	23,6	21,0	17,2	14,6
18	19,9	20,6	19,9	17,8	15,5
21	11,8	18,3	17,5	18,0	15,7

Продолжение табл. П.6

Сроки	Глубины (см)				
	0	5	10	15	20
Вариант 4					
00	10,2	16,6	18,1	18,9	19,0
03	18,1	16,7	18,3	17,7	17,8
06	25,2	16,7	18,5	16,3	16,7
09	36,6	22,5	19,0	16,8	16,4
12	42,3	24,5	21,0	19,0	17,1
15	36,7	27,6	25,0	21,2	18,6
18	23,8	24,6	23,9	21,9	19,5
21	15,8	22,6	21,5	22,0	19,7
Вариант 5					
00	4,2	10,6	12,1	12,9	13,0
03	12,1	11,7	12,3	11,7	11,8
06	19,2	13,8	13,5	10,3	10,7
09	26,6	16,5	15,0	10,0	10,4
12	38,3	20,4	16,6	13,0	11,1
15	27,7	21,6	19,0	15,2	12,6
18	17,9	18,6	17,9	15,8	13,5
21	9,8	16,6	15,5	16,0	13,7
Вариант 6					
00	8,2	12,6	13,1	14,9	14,0
03	14,1	12,7	14,3	13,7	13,8
06	21,2	14,7	14,5	12,3	12,7
09	30,6	18,5	15,0	12,8	12,4
12	40,0	22,4	18,6	15,0	13,1
15	32,7	23,6	21,0	16,2	14,6
18	21,9	20,6	19,9	17,8	15,5
21	11,8	18,3	17,5	18,0	15,7

Продолжение табл. П.6

Сроки	Глубины (см)				
	0	5	10	15	20
Вариант 7					
00	10,2	16,6	18,1	18,9	19,0
03	18,1	16,7	18,3	17,7	17,8
06	25,2	16,7	18,5	16,3	16,7
09	26,6	22,5	19,0	16,8	16,4
12	42,3	22,5	19,0	19,0	17,1
15	36,7	27,6	25,0	21,2	18,6
18	23,8	24,6	23,9	21,9	19,5
21	15,8	22,6	21,5	22,0	19,7
Вариант 8					
00	13,0	14,0	12,0	14,2	15,3
03	20,0	18,0	20,6	19,2	18,5
06	28,2	22,4	25,0	25,7	26,3
09	38,2	26,0	25,4	25,3	27,0
12	47,9	30,9	28,2	26,8	25,6
15	41,6	32,8	30,2	28,4	26,0
18	34,0	30,0	29,9	28,6	28,2
21	14,0	21,0	19,8	26,4	27,2
Вариант 9					
00	23,8	29,1	31,4	31,8	31,9
03	27,5	28,2	29,9	30,8	30,8
06	29,3	27,4	28,9	29,5	29,9
09	47,7	32,2	30,3	29,7	29,8
12	59,0	38,4	33,9	31,6	30,8
15	50,2	40,5	36,5	33,7	32,4
18	33,5	37,2	36,0	34,4	33,4
21	22,1	25,2	33,2	34,0	33,0

Продолжение табл. П.6

Сроки	Глубины (см)				
	0	5	10	15	20
Вариант 10					
00	10,2	16,6	18,1	18,9	19,0
03	18,1	16,7	18,3	17,7	17,8
06	25,2	16,7	18,5	16,3	16,7
09	26,6	22,5	19,0	16,8	16,4
12	42,3	22,5	19,0	19,0	17,1
15	36,7	27,6	25,0	21,2	18,6
18	23,8	24,6	23,9	21,9	19,5
21	15,8	22,6	21,5	22,0	19,7
Вариант 11					
00	23,8	29,1	31,4	31,8	31,9
03	27,5	28,2	29,9	30,8	30,8
06	29,3	27,4	28,9	29,5	29,9
09	47,7	32,2	30,3	29,7	29,8
12	59,0	38,4	33,9	31,6	30,8
15	50,2	40,5	36,5	33,7	32,4
18	33,5	37,2	36,0	34,4	33,4
21	22,1	25,2	33,2	34,0	33,0
Вариант 12					
00	17,0	20,9	21,8	22,1	22,3
03	23,5	20,8	21,5	23,0	22,0
06	33,6	27,8	22,6	20,6	17,5
09	42,7	35,2	25,7	24,6	21,6
12	52,0	38,9	27,8	26,6	25,9
15	41,6	36,2	30,2	28,8	29,3
18	35,2	32,4	28,3	29,9	31,2
21	22,0	23,4	24,1	24,2	22,7

Продолжение табл. П.6

Сроки	Глубины (см)				
	0	5	10	15	20
Вариант 13					
00	3,7	10,6	12,0	12,4	12,3
03	4,7	6,5	7,1	8,5	11,8
06	5,5	7,4	8,9	9,9	10,9
09	25,3	11,7	10,1	9,4	10,0
12	34,0	17,7	13,4	11,4	9,9
15	28,8	19,7	15,9	13,4	12,3
18	13,3	17,3	16,9	14,2	13,3
21	5,8	9,8	8,8	10,2	12,8
Вариант 14					
00	23,8	29,1	31,4	31,8	31,9
03	27,5	28,2	29,9	30,8	30,8
06	29,3	27,4	28,9	29,5	29,9
09	47,7	32,2	30,3	29,7	29,8
12	59,0	38,4	33,9	31,6	30,8
15	50,2	40,5	36,5	33,7	32,4
18	33,5	37,2	36,0	34,4	33,4
21	22,1	25,2	33,2	34,0	33,0
Вариант 15					
00	17,0	20,9	21,8	22,1	22,3
03	23,5	20,8	21,5	23,0	22,0
06	33,6	27,8	22,6	20,6	17,5
09	42,7	35,2	25,7	24,6	21,6
12	52,0	38,9	27,8	26,6	25,9
15	41,6	36,2	30,2	28,8	29,3
18	35,2	32,4	28,3	29,9	31,2
21	22,0	23,4	24,1	24,2	22,7

Продолжение табл. П.6

Сроки	Глубины (см)				
	0	5	10	15	20
Вариант 16					
00	23,8	29,1	31,4	31,8	31,9
03	27,5	28,2	29,9	30,8	30,8
06	29,3	27,4	28,9	29,5	29,9
09	47,7	32,2	30,3	29,7	29,8
12	59,0	38,4	33,9	31,6	30,8
15	50,2	40,5	36,5	33,7	32,4
18	33,5	37,2	36,0	34,4	33,4
21	22,1	25,2	33,2	34,0	33,0
Вариант 17					
00	3,7	10,6	12,0	11,4	12,3
03	4,7	6,5	7,1	8,5	11,8
06	5,5	7,4	8,9	9,9	10,9
09	25,3	11,7	11,1	9,4	10,0
12	33,0	17,7	13,4	11,4	9,9
15	28,8	19,7	15,9	13,4	12,3
18	13,3	17,3	16,9	14,2	13,3
21	5,8	9,8	8,8	10,2	12,8
Вариант 18					
00	17,0	20,9	21,8	22,1	22,3
03	23,5	20,8	21,5	23,0	22,0
06	33,6	27,8	22,6	20,6	17,5
09	42,7	35,2	25,7	24,6	21,6
12	52,0	38,9	27,8	26,6	25,9
15	41,6	36,2	30,2	28,8	29,3
18	35,2	32,4	28,3	29,9	31,2
21	22,0	23,4	24,1	24,2	22,7

Продолжение табл. П.6

Сроки	Глубины (см)				
	0	5	10	15	20
Вариант 19					
00	3,7	10,6	12,0	12,4	12,3
03	4,7	6,5	7,1	8,5	11,8
06	5,5	7,4	8,9	9,9	10,9
09	25,3	11,7	10,1	9,4	10,0
12	34,0	17,7	13,4	11,4	9,9
15	28,8	19,7	15,9	13,4	12,3
18	13,3	17,3	16,9	14,2	13,3
21	5,8	9,8	8,8	10,2	12,8
Вариант 20					
00	23,8	29,1	31,4	31,8	31,9
03	27,5	28,2	29,9	30,8	30,8
06	29,3	27,4	28,9	29,5	29,9
09	47,7	32,2	30,3	29,7	29,8
12	59,0	38,4	33,9	31,6	30,8
15	50,2	40,5	36,5	33,7	32,4
18	33,5	37,2	36,0	34,4	33,4
21	22,1	25,2	33,2	34,0	33,0
Вариант 21					
00	17,0	20,9	21,8	22,1	22,3
03	23,5	20,8	21,5	23,0	22,0
06	33,6	27,8	22,6	20,6	17,5
09	42,7	35,2	25,7	24,6	21,6
12	52,0	38,9	27,8	26,6	25,9
15	41,6	36,2	30,2	28,8	29,3
18	35,2	32,4	28,3	29,9	31,2
21	22,0	23,4	24,1	24,2	22,7

Сроки	Глубины (см)				
	0	5	10	15	20
Вариант 22					
00	3,7	10,6	12,0	12,4	12,3
03	4,7	6,5	7,1	8,5	11,8
06	5,5	7,4	8,9	9,9	10,9
09	25,3	11,7	10,1	9,4	10,0
12	34,0	17,7	13,4	11,4	9,9
15	28,8	19,7	15,9	13,4	12,3
18	13,3	17,3	16,9	15,2	13,3
21	7,8	9,8	8,8	10,2	11,8
Вариант 23					
00	25,0	20,9	21,8	22,1	22,3
03	21,5	20,8	20,5	23,0	22,0
06	33,6	27,8	22,6	20,6	17,5
09	42,7	35,2	25,7	24,6	21,6
12	52,0	38,9	27,8	26,6	25,9
15	41,6	36,2	30,2	28,8	29,3
18	35,2	32,4	28,3	29,9	31,2
21	22,0	23,4	24,1	24,2	22,7
Вариант 24					
00	23,8	29,1	31,4	31,8	31,9
03	27,5	28,2	29,9	30,8	30,8
06	29,3	27,4	28,9	29,5	29,9
09	47,7	32,2	30,3	29,7	29,8
12	59,0	38,4	33,9	31,6	30,8
15	50,2	40,5	36,5	33,7	32,4
18	33,5	37,2	36,0	34,4	33,4
21	22,1	25,2	33,2	34,0	33,0

Таблица П.7 – Температура воздуха по восьми срокам наблюдений

Номер варианта	Сроки							
	00	03	06	09	12	15	18	21
1	4,7	0,9	0,5	7,9	14,1	15,2	15,0	7,7
2	7,0	1,5	1,8	10,4	13,0	14,2	13,4	9,8
3	0,4	-0,8	1,0	7,7	9,5	9,2	9,7	5,0
4	5,1	4,7	3,9	4,0	4,7	4,6	4,4	6,2
5	8,3	5,6	9,1	12,0	10,3	8,9	11,7	13,2
6	1,3	0,8	0,8	1,9	5,0	8,1	8,5	1,4
7	12,1	10,4	12,6	18,0	19,4	23,6	23,7	17,6
8	10,3	7,6	8,5	11,2	11,2	13,2	11,0	9,8
9	15,0	11,8	15,4	22,9	25,7	27,0	26,3	21,6
10	10,1	9,3	9,8	12,0	12,7	14,0	14,2	10,9
11	13,4	12,3	16,3	22,3	18,2	19,7	19,3	18,7
12	13,4	11,3	12,8	19,0	23,6	25,4	25,5	16,6
13	13,2	9,4	13,6	19,6	22,6	24,9	25,2	19,8
14	11,4	10,6	12,6	16,0	17,9	22,9	23,7	18,0
15	15,2	14,6	14,9	16,8	20,3	22,5	22,4	19,5
16	13,1	11,0	11,3	15,1	17,6	17,4	16,0	16,3
17	14,3	13,5	13,8	16,9	18,9	19,8	18,5	14,8
18	15,0	12,1	16,9	23,6	27,3	28,0	26,8	22,1
19	14,2	12,9	12,8	14,1	14,4	14,0	14,0	15,2
20	13,6	14,0	13,4	21,6	24,7	26,0	21,8	16,2
21	15,3	17,3	15,8	21,3	23,7	24,3	22,9	20,9
22	14,9	11,3	15,8	22,3	26,0	27,3	27,0	16,7
23	17,2	13,7	13,6	20,7	26,6	28,8	25,5	23,1
24	17,4	15,4	16,2	17,7	22,7	19,3	17,8	20,9
25	14,3	13,2	14,1	17,4	20,6	21,9	21,6	15,0
26	13,7	13,3	12,1	13,5	20,1	20,9	18,1	14,6
27	11,4	11,5	12,2	9,9	14,7	16,7	16,2	11,4
28	2,2	3,7	1,3	8,5	15,3	13,8	14,6	8,0
29	3,2	4,6	2,2	10,3	12,3	12,0	12,3	9,2
30	4,5	5,6	3,3	11,0	11,3	11,2	11,2	10,2

Таблица П.8 – Исходные данные температуры воздуха (t), температуры точки росы (t_d), упругости водяного пара (e), атмосферного давления (P), для расчетов характеристик влажности воздуха

Номер варианта	t (°C)	t_d (°C)	e (мб)	P (мб)
1	12,5	10,0	10,4	1010
2	13,1	10,5	10,9	1015
3	14,5	11,0	11,5	1020
4	15,6	12,0	12,0	1025
5	16,0	12,2	12,5	1027
6	16,6	12,0	12,1	1025
7	17,6	14,0	13,0	1030
8	20,5	14,6	13,5	1032
9	20,9	12,5	14,0	1040
10	22,5	16,0	14,5	1028
11	25,0	19,2	15,0	1032
12	26,0	21,5	20,5	1029
13	27,5	22,2	22,6	1027
14	28,5	24,0	24,0	1025
15	30,9	27,0	31,5	1019
16	35,7	30,9	40,1	1029
17	36,0	26,9	42,3	1021
18	29,0	22,0	35,9	1019
19	25,0	21,6	25,7	1014
20	24,7	20,9	26,4	1012
21	22,5	18,5	20,0	1005
22	21,7	16,0	18,6	1011
23	18,7	14,5	16,5	1017
24	16,5	12,5	13,6	1025
25	12,0	9,8	9,1	1029
26	13,8	11,1	10,6	1031
27	14,5	8,6	10,8	1030
28	15,8	11,8	13,7	1044

Таблица П.9 – Максимальная упругость паров воды (Е в миллибарах)

t, °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
10	12,28	12,36	12,44	12,53	12,61	12,70	12,78	12,87	12,95	13,04
11	13,13	13,21	13,30	13,39	13,48	13,57	13,66	13,75	13,84	13,93
12	14,03	14,12	14,21	14,31	14,40	14,50	14,59	14,69	14,78	14,88
13	14,98	15,08	15,18	15,28	15,38	15,48	15,58	15,68	15,78	15,88
14	15,99	16,09	16,20	16,30	16,41	16,51	16,62	16,73	16,84	16,95
15	17,06	17,17	17,28	17,39	17,50	17,61	17,73	17,84	17,96	18,08
16	18,19	18,30	18,42	18,54	18,66	18,78	18,90	19,02	19,14	19,26
17	19,38	19,51	19,63	19,76	19,88	20,01	20,13	20,26	20,39	20,52
18	20,65	20,78	20,91	21,04	21,17	21,30	21,44	21,58	21,71	21,85
19	21,96	22,12	22,26	22,40	22,54	22,68	22,82	22,96	23,10	23,25
20	23,39	23,54	23,68	23,83	23,98	24,13	24,28	24,43	24,58	24,73
21	24,88	25,04	25,19	25,35	25,50	25,66	25,82	25,98	26,13	26,29
22	26,46	26,62	26,78	26,94	27,11	27,27	27,44	27,61	27,77	27,94
23	28,11	28,28	28,46	28,63	28,80	28,98	29,15	29,33	29,50	29,68
24	29,86	30,04	30,22	30,40	30,59	30,77	30,96	31,14	31,33	31,51
25	31,70	31,89	32,08	32,27	32,47	32,66	32,86	33,05	33,25	33,44
26	33,64	33,84	34,04	34,24	34,45	34,65	34,86	35,06	35,27	35,48
27	35,68	35,90	36,11	36,32	36,53	36,75	36,96	37,18	37,40	37,62

Таблица П.10 – Результаты наблюдений за относительной влажностью в летний период (июль)

Номер варианта	Метеорологические сроки наблюдений							
	00	03	06	09	12	15	18	21
1	45	46	49	44	35	32	38	45
2	61	65	64	44	35	35	38	55
3	41	42	45	41	33	30	35	40
4	43	44	48	44	36	32	38	42
5	44	44	47	43	35	30	37	43
6	45	45	48	45	37	30	38	45
7	46	46	47	47	38	32	40	44
8	47	47	48	48	38	33	42	45
9	48	48	49	49	39	35	41	47
10	49	48	50	50	40	35	43	49
11	50	49	51	51	42	38	44	48
12	32	33	34	34	28	23	37	34
13	33	33	34	34	30	28	35	34
14	34	34	35	35	31	24	38	36
15	35	35	36	36	30	24	38	34
16	36	36	37	37	31	34	39	35
17	37	37	38	38	30	36	42	40
18	38	38	39	39	31	38	48	42
19	39	39	40	40	34	41	48	41
20	40	40	41	42	37	42	50	45
21	62	62	63	64	55	59	66	61
22	63	63	64	65	56	60	69	62
23	64	64	65	66	60	63	72	63
24	65	65	66	67	58	67	77	64
25	66	66	69	70	61	66	78	71
26	66	65	66	71	62	63	71	70
27	63	64	68	69	55	52	62	69

Таблица П.11 – Результаты наблюдений за относительной влажностью в зимний период (январь)

Номер варианта	Метеорологические сроки наблюдений							
	00	03	06	09	12	15	18	21
1	76	75	76	75	73	74	80	78
2	72	71	78	75	72	75	82	80
3	80	78	78	76	70	74	86	82
4	82	80	80	78	73	76	88	84
5	77	78	79	78	70	74	84	82
6	71	72	73	72	65	70	79	77
7	70	71	72	71	62	69	75	73
8	68	69	70	69	60	67	73	71
9	65	66	67	66	59	64	71	70
10	69	69	70	69	61	66	71	70
11	73	73	74	72	65	71	77	72
12	80	80	82	80	73	79	85	81
13	86	86	88	86	75	80	87	84
14	87	86	88	87	72	81	87	83
15	88	87	89	88	74	85	93	88
16	90	90	92	90	82	90	96	93
17	92	92	94	93	86	92	98	95
18	75	75	77	75	65	72	78	77
19	71	72	73	71	61	69	76	75
20	73	73	75	73	63	73	79	79
21	78	78	80	76	65	75	85	78
22	79	79	83	78	65	71	87	78
23	66	66	69	65	66	62	69	69
24	67	67	70	64	55	60	76	76
25	69	69	73	67	54	64	75	75
26	71	68	71	66	57	62	70	74
27	70	66	68	65	56	63	71	73

ОСНОВЫ АГРОМЕТЕОРОЛОГИИ

Учебное пособие

Виноградова Людмила Ивановна

Электронное издание

Редактор Л.Э. Трибис

Подписано в свет 02.09.2020. Регистрационный номер 68

Редакционно-издательский центр Красноярского государственного аграрного университета
660017, Красноярск, ул. Ленина, 117
e-mail: rio@kgau.ru