

# МИНИСТЕРСТВО СЕЛЬСКОГО ХОЯЙСТВА РФ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«БРЯНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ АГРАРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ИНСТИТУТ ЭКОНОМИКИ И АГРОБИЗНЕСА

КАФЕДРА АГРОХИМИИ, ПОЧВОВЕДЕНИЯ И ЭКОЛОГИИ

СМОЛЬСКИЙ Е.В.

# АГРОМЕТЕОРОЛОГИЯ

учебное пособие  
для студентов, обучающихся по направлению подготовки  
35.03.03 Агрохимия и агропочвоведение

Брянская область  
2022

УДК 551.5 (076)  
ББК 40.2  
С 51

Смольский, Е. В. Агрометеорология: учебное пособие для студентов, обучающихся по направлению подготовки 35.03.03 Агрохимия и агропочвоведение / Е. В. Смольский. – Брянск: Изд-во Брянский ГАУ, 2022. – 122 с.

Учебное пособие написано в соответствии с программой дисциплины «Агрометеорология» и отвечает требованиям Федерального государственного образовательного стандарта РФ. Издание предназначено для студентов сельскохозяйственных вузов, обучающихся по направлению подготовки 35.03.03 Агрохимия и агропочвоведение, также оно будет полезно специалистам, работающим в сельскохозяйственной сфере.

Целью учебного пособия является формирование представлений, умений и практических навыков при изучении атмосферных условий, имеющие значение для сельского хозяйства, в их взаимной связи с объектами сельскохозяйственного производства.

Пособие реализует компетенции для направления подготовки 35.03.03 Агрохимия и агропочвоведение: ОПК-4: способен реализовывать современные технологии и обосновывать их применение в профессиональной деятельности; ОПК-5: способен к участию в проведении экспериментальных исследований в профессиональной деятельности.

**Рецензент:** Чекин Г.В. – к. с.-х. н., доцент кафедры агрохимии, почвоведения и экологии ФГБОУ ВО Брянский ГАУ.

*Рекомендовано к изданию учебно-методической комиссией института экономики и агробизнеса Брянского государственного аграрного университета протокол № 3 от 19 октября 2022 года.*

© Брянский ГАУ, 2022  
© Смольский, 2022

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Предмет агрометеорологии.....	5
Методы исследований.....	7
Основные задачи агрометеорологии.....	9
Основные этапы истории развития агрометеорологии.....	9
1. АТМОСФЕРА.....	13
1.1. Земная атмосфера как среда сельскохозяйственного производства.....	13
1.2. Атмосферное давление.....	16
1.3. Строеие атмосферы.....	19
1.4. Методы исследования атмосферы.....	20
2. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ.....	21
2.1. Виды радиационных потоков.....	21
2.2. Спектральный состав солнечной радиации.....	23
2.3. Поглощение, рассеяние, ослабление радиации в атмосфере и изменение ее спектрального состава.....	26
2.4. Продолжительность дня и ее изменчивость.....	27
2.5. Радиационный баланс и его составляющие.....	30
2.6. Приход солнечной радиации на различные формы рельефа и посевы.....	36
2.7. Значение солнечной энергии для биосферы и пути ее наиболее полного использования в сельском хозяйстве.....	38
3. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ.....	40
3.1. Процессы нагревания и охлаждения почвы.....	40
3.2. Теплофизические характеристики почвы.....	41
3.3. Измерение температуры почвы.....	43
3.4. Суточный и годовой ход температуры почвы.....	44
3.5. Зависимость температуры почвы от рельефа, растительности и снежного покрова.....	46
3.6. Замерзание и оттаивание почвы и водоемов.....	48
3.7. Значение температуры почвы для сельского хозяйства. Методы оптимизации температурного режима почв.....	50
4. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОЗДУХА.....	52
4.1. Процессы нагревания и охлаждения воздуха.....	52
4.2. Измерение температуры воздуха.....	54
4.3. Изменение температуры воздуха с высотой.....	55
4.4. Суточный и годовой ход температуры воздуха.....	58
4.5. Характеристика температурного режима и потребности растений в тепле.....	61
4.6. Значение учета термических условий в сельскохозяйственном производстве.....	64
5. ВОДЯНОЙ ПАР В АТМОСФЕРЕ.....	67
5.1. Влажность воздуха.....	67

5.2. Испарение.....	71
5.3. Конденсация водяного пара.....	75
6. ОСАДКИ, СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ, ПОЧВЕННАЯ ВЛАГА.....	82
6.1. Осадки.....	82
6.2. Снежный покров.....	86
6.3. Почвенная влага.....	89
7. ВЕТЕР. ПОГОДА И ЕЕ ПРЕДСКАЗАНИЕ.....	95
7.1. Ветер.....	95
7.2. Погода.....	99
8. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ, ОПАСНЫЕ ДЛЯ СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА.....	105
8.1. Заморозки.....	105
8.2. Засухи и суховеи.....	111
8.3. Пыльные бури (ветровая эрозия почв).....	115
8.4. Град. Сильные ливни.....	116
8.5. Явления, вызывающие повреждения культурных растений в зимний период.....	118
Используемая литература.....	121

## ВВЕДЕНИЕ

Сельскохозяйственное производство нередко называют «цехом под открытым небом», так как в нем основная масса продукции создается непосредственно в природных условиях.

Сельское хозяйство взаимодействует со сложной системой природных условий, из числа которых метеорологические факторы являются наиболее изменчивыми и активными. Их влияние на объекты и процессы сельскохозяйственного производства, в особенности на формирование продуктивности культурных растений, обуславливает в значительной мере размеры урожая, качество продукции, ее стоимость, а также производительность труда.

Несмотря на повышение культуры земледелия, относительная зависимость урожая от условий погоды все еще велика, что и определяет колебания урожаев от года к году.

Установлено, что среди факторов, влияющих на изменчивость урожайности зерновых культур, на долю погоды приходится: в Центральном районе России 8%, на юге России 45%, на Северном Кавказе 50%. Осадки определяют 75% изменчивости урожаев пшеницы в Индии, от 36 до 80% в прериях США, от 36 до 62% в прериях Канады.

Высокий уровень технической оснащенности современного сельского хозяйства позволяет более оперативно маневрировать агротехническими приемами в соответствии со сложившимися и ожидаемыми метеорологическими условиями, чтобы ослабить влияние неблагоприятной погоды и наиболее эффективно использовать ее благоприятные стороны.

Комплексное изучение закономерностей формирования урожая культурных растений в системе почва – растение – атмосфера, его прогнозирование и программирование возможны лишь на основе количественной оценки метеорологических факторов, главными из которых являются свет, тепло и влага.

Для размещения различных сортов и гибридов культурных растений на огромной территории Российской Федерации необходимо учитывать обеспеченность их произрастания и продуктивности в зависимости от климата. Известный русский ученый В.В. Докучаев указывал, что «почва и климат суть основные и важнейшие факторы земледелия – первые и неизбежные условия урожаев».

Специалистам сельского хозяйства необходимо уметь эффективно использовать ресурсы климата для повышения продуктивности сельскохозяйственного производства и бороться с неблагоприятными метеорологическими явлениями. Для этого им необходимо знать физические основы явлений и процессов, происходящих как в атмосфере в целом, так и в приземном слое, в связи с их влиянием на объекты и процессы сельскохозяйственного производства.

***Предмет агрометеорологии.*** Агрометеорология – наука, изучающая метеорологические, климатические и гидрологические условия в их взаимодействии с объектами и процессами сельскохозяйственного производства.

Агрометеорология в структурном плане представляет собой научную систему специфических знаний, объединенных законами, методами и понятиями, раскрывающими связи объектов сельского хозяйства с погодой и климатом.

Агрометеорология сформировалась в конце XIX в. как прикладная отрасль метеорологии – науки о земной атмосфере и физических процессах, происходящих в ней. Метеорология изучает состав, плотность, температуру и влажность воздуха, лучистую энергию, движение и преобразование воздушных масс, облака, осадки, ураганы, заморозки, засухи и многие другие явления, происходящие в воздушной оболочке Земли во взаимодействии с поверхностью Мирового океана и суши. Эти явления, происходящие в атмосфере, называются метеорологическими явлениями.

Состояние атмосферы в данном пункте в отдельный момент, характеризующее совокупностью значений метеорологических величин, называют погодой. Метеорологическими величинами называют различные характеристики состояния воздуха и некоторых атмосферных процессов. К основным метеорологическим величинам относятся *атмосферное давление, температура воздуха, влажность воздуха, облачность, атмосферные осадки, ветер*. К метеорологическим величинам можно также отнести характеристики *лучистой энергии* (солнечную радиацию, излучение Земли и атмосферы). Значения метеорологических величин за определенный период времени характеризуют метеорологические условия (условия погоды).

Многолетний режим погоды в данной местности, обусловленный ее географическим положением, называют климатом.

Метеорологические величины и процессы в большей или меньшей степени влияют на рост, развитие и урожайность растений, на состояние и продуктивность животных, поэтому они изучаются и в агрометеорологии. При этом анализируется их влияние на растения и животных, на процессы сельского хозяйства во взаимодействии с водным и тепловым режимом почвы. Водный режим почвы характеризуют гидрологические величины.

Метеорологические и гидрологические величины, определяющие состояние и продуктивность сельскохозяйственных объектов, называют *агрометеорологическими факторами*. Их сочетания в определённый период времени называют агрометеорологическими условиями существования объектов сельского хозяйства. Агроклиматические условия – это многолетние характеристики агрометеорологических условий в данной местности.

Следовательно, агрометеорология изучает погоду и климат применительно к задачам сельского хозяйства, что не изучается ни одной из других сельскохозяйственных наук.

Методологической основой агрометеорологии являются:

- 1) принцип единства теории и практики при определяющем значении общественной практики в развитии науки;
- 2) философские положения диалектического материализма;
- 3) охранно-преобразовательный подход к явлениям природы для целей сельского хозяйства.

Агрометеорология тесно связана с другими отраслями метеорологии:

- физикой атмосферы, изучающей общие физические закономерности атмосферных процессов;
- синоптической метеорологией, изучающей эти процессы в целях разработки методов прогноза погоды;
- климатологией, исследующей процессы климатообразования, ресурсы климата и проблемы преобразования климата территорий разного масштаба;
- космической метеорологией и др.

Агрометеорология также тесно связана с физикой, географией, так как агрометеорологические явления изучаются в географическом и физическом аспектах; с почвоведением, физиологией растений, растениеводством, мелиорацией и другими сельскохозяйственными и биологическими науками.

**Методы исследований.** Методы агрометеорологических исследований базируются на следующих основных законах.

*Закон равнозначности* (или незаменимости) основных факторов жизни. Сущность его состоит в том, что ни один из необходимых для развития растений основных факторов (воздух, свет, тепло, влага) не может быть ни исключен, ни заменен другим. Все они необходимы для жизни растений.

*Закон неравноценности* факторов среды для растений. Согласно этому закону, факторы среды по своему действию на растения подразделяются на основные и второстепенные (ветер, облачность, давление атмосферы и др.). Основные факторы оказывают непосредственное и сильное влияние на растения. Второстепенные играют косвенную роль, корректируя действие основных. Они усиливают или ослабляют действие основных факторов.

*Закон минимума* (или лимитирующего фактора), согласно которому при не изменяющихся других условиях уровень урожая определяется тем фактором, который находится в минимуме. На пример, в засушливых зонах количество влаги является лимитирующим фактором урожая.

*Закон оптимума* (или совокупного действия факторов). Согласно этому закону, наивысшая продуктивность растений обеспечивается только оптимальным сочетанием разных факторов при непрерывном повышении агротехники возделывания растений.

*Закон критических периодов*, в соответствии с которым в отдельные периоды жизни растения особо чувствительны к определенным количественным значениям факторов среды, особенно к влаге, теплу, солнечной радиации.

Основные методы исследований агрометеорологии, опирающиеся на указанные законы, имеют целью установить количественные значения основных и второстепенных факторов среды, обуславливающих существование растений, их лимитирующие значения и оптимальные сочетания с учетом критических периодов. Для этого в агрометеорологии применяются следующие методы исследований.

1. *Метод параллельных, или сопряженных, полевых наблюдений* за метеорологическими явлениями и растениями, позволяющий устанавливать связь

между условиями погоды и ростом, развитием, урожайностью сельскохозяйственных культур. Этот основной метод агрометеорологических исследований предложен П.И. Броуновым. Метод предусматривает измерение метеорологических величин параллельно с наблюдениями за развитием сельскохозяйственных растений в поле.

Сопряженные наблюдения позволяют также оценивать потребность растений в определенных количествах света, тепла, влаги, определять критические температуры различных сортов и культур, выявлять повреждения их заморозками и др.

2. *Метод учащенных сроков посевов*, при котором растения высеваются в поле в разные сроки и за их развитием и условия ми погоды в данном месте ведутся сопряженные (параллельные) наблюдения. При использовании метода изучаемый сорт высевается через каждые 5-10 дней в течение вегетационного периода. Растения различных сроков сева развиваются в неодинаковых метеорологических условиях. В результате опыта даже в течение одного года можно получить информацию о влиянии разных комплексов метеорологических параметров на исследуемое растение в данной местности. Этот метод значительно ускоряет изучение устойчивости растений к неблагоприятным явлениям погоды.

3. *Метод географических посевов*, при котором в разных географических пунктах высевают исследуемые сорта (гибриды) растений. Метод географических посевов позволяет решать ту же задачу, что и метод учащенных сроков сева, так как посевы данного сорта в разных климатических зонах находятся в различных условиях увлажнения, температуры, длины дня и т. д.

4. *Метод экспериментально-полевой*, при котором в полевых опытах с помощью специальных конструкций и приемов изменяются агрометеорологические условия возделывания растений (регулируется по программе опыта температура и влажность почвы, продолжительность и интенсивность освещения, высота снежного покрова и т. п.).

5. *Метод дистанционных (неконтактных) измерений* с вертолетов, самолетов и спутников, позволяющий определять состояние посевов, термический режим, увлажнение и т. п. на больших площадях.

6. *Метод фитотронов*, позволяющий исследовать реакции растений на различные комплексы света, тепла, влаги в камерах искусственного климата.

7. *Метод математического моделирования*, который состоит в построении математической модели, позволяющей при помощи математического аппарата описывать влияние агрометеорологических условий на рост и развитие растений, их продуктивность.

8. *Метод математической статистики*, который позволяет обрабатывать массовые материалы наблюдений для установления связи развития и формирования продуктивности растений с условиями ми погоды.

Из перечисленных методов первый – метод сопряженных наблюдений – положен в основу программы агрометеорологических наблюдений, проводящихся на 1690 метеорологических станциях по гидрометеорологии и контролю природной среды.



**Основные задачи агрометеорологии.** Задачи агрометеорологии определяются требованиями сельского хозяйства, его интенсификации путем механизации, химизации, мелиорации земель, селекции высокопродуктивных сортов культурных растений.

Основными задачами агрометеорологии являются:

- 1) исследование закономерностей формирования метеорологических и климатических условий сельскохозяйственного производства в географическом разрезе и во времени;
- 2) разработка методов количественной оценки влияния метеорологических факторов на развитие, состояние и продуктивность агроценозов, животных, на развитие и распространение вредителей и болезней сельскохозяйственных культур;
- 3) разработка методов агрометеорологических прогнозов;
- 4) обоснование размещения новых сортов и гибридов сельскохозяйственных культур и обоснование приемов наиболее полного использования ресурсов климата для повышения продуктивности земледелия;
- 5) разработка методов борьбы с неблагоприятными явлениями погоды и климата, изучение путей мелиорации микроклимата полей;
- 6) обоснование дифференцированного применения агротехники в соответствии со сложившимися и ожидаемыми условиями по годам;
- 7) агроклиматическое обоснование приемов мелиорации земель и интенсивной технологии в растениеводстве;
- 8) совершенствование методов оперативного обеспечения сельскохозяйственного производства агрометеорологической информацией и оценки ее экономической эффективности.

Для решения указанных задач, совершенствуя методы и средства исследований на основе научно-технического прогресса, агрометеорология изучает требования объектов сельского хозяйства к метеорологическим условиям и устанавливает количественные связи между этими условиями и процессами роста, развития и формирования урожая сельскохозяйственных растений. Эти задачи направлены на достижение основной цели – обеспечения всеми видами агрометеорологической информации агропромышленного комплекса страны на проектном, плановом и оперативном уровнях.

**Основные этапы истории развития агрометеорологии.** Метеорология и агрометеорология тесно связаны, поэтому развитие их имеет общую историю.

История развития метеорологии в древнем мире связана с написанием первой книги по метеорологии крупнейшим ученым Древней Греции Аристотелем. В этой книге были обобщены наблюдения древних греков за явлениями погоды и сделаны первые попытки их истолкования. Аристотелем впервые установлена связь изменений погоды с изменением направления ветра.

В средние века в летописи заносились сведения о различных, преимущественно опасных явлениях погоды. Много таких сведений имеется и в древних русских летописях.

Новый этап в развитии метеорологии – инструментальные наблюдения – начался с XVI в., когда Галилей изобрел термометр (1593 г.), а затем Торричелли создал барометр (1643 г.). Изобретение этих приборов позволило количественно оценить важнейшие характеристики погоды – давление и температуру воздуха и сопоставить их значения при наблюдениях в различных местах.

В России регулярные метеорологические наблюдения начались по указу Петра I в Петербурге (1722 г.).

Много сделал для развития метеорологии великий русский ученый М.В. Ломоносов. Он создал ряд метеорологических приборов, организовал метеорологические наблюдения в различных пунктах России, сформулировал идею о всемирной службе погоды для мореплавателей, указал на важность учета и прогноза метеорологических условий для сельского хозяйства. Выступая в Академии наук в 1758 г., Ломоносов отметил: «Предсказание погоды сколь нужно и полезно на земле, ведает больше земледелец, которому во время сеяния и жатвы ведро, во время рашения дождь, благорастворенный теплотой надобен».

Идеи Ломоносова значительно опередили его время, и только в конце XVIII и в начале XIX в. они стали осуществляться отдельными передовыми учеными (А.Т. Болотов, И.М. Комов), которые проводили систематические наблюдения за погодой и со стоянием растений. Первое обобщение материалов агрометеорологических наблюдений было осуществлено в 1854 г. Д. Ретови-чем в книге «Сельскохозяйственная метеорология».

Дальнейшее развитие метеорологии в России было связано с деятельностью Главной физической обсерватории (ГФО), организованной в Петербурге в 1849 г. Она явилась первым в мире государственным научным учреждением, руководившим метеорологическими наблюдениями. ГФО руководила сетью метеорологических станций, обрабатывала и издавала материалы наблюдений. В 1872 г. в ГФО был составлен первый в России прогноз погоды.

В конце XIX в. крупные русские ученые А.И. Воейков и П.И. Броунов заложили основы агрометеорологии как науки. Воейков показал важность использования климатических данных для сельского хозяйства, организовал в 1885 г. сеть агрометеорологических станций. Броунов сформулировал принципиальные основы методики агрометеорологических наблюдений, выявил закон о критических периодах в развитии растений, предложил метод сопряженных агрометеорологических наблюдений. В 1897 г. он организовал метеорологическое бюро при министерстве земледелия – первое научное агрометеорологическое учреждение. К 1900 г. при опытных сельскохозяйственных станциях было организовано более 50 агрометстанций и около 100 агрометпостов.

С 1901 г. метеорологическим бюро стали издаваться «Труды по сельскохозяйственной метеорологии», первым редактором которых был П.И. Броунов.

Большое влияние на развитие агрометеорологии оказал А.В. Клоссовский, организовавший сеть метеорологических станций и постов на Украине.

Исследования по агрометеорологии за рубежом начались во второй половине XIX в. В это время Гаспареном (Франция) был написан капитальный труд о связи земледелия с климатом. В начале XX в. работы по агрометеоро-

логии в Италии начал Дж. Ацци, в США – Б. Ливингстон. В 1913 г. при Международной метеорологической организации в Риме была создана Комиссия по агрометеорологии.

Новая эра в развитии метеорологии и агрометеорологии в Российской Федерации началась после Великой Октябрьской социалистической революции. Декретом Совета Труда и Оборона, подписанным В. И. Лениным в апреле 1921 г., была создана агрометеорологическая служба – метеочасть Наркомзема РСФСР, а в июне 1921 г. В. И. Ленин подписал декрет «Об организации метеорологической службы РСФСР», который определил задачи метеорологического обслуживания народного хозяйства.

Дальнейшее развитие метеорологии и агрометеорологии в СССР произошло в основном в системе Гидрометеорологической службы (с 1978 г. Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды – Госкомгидромет).

В 30-е годы XX в. в связи с коллективизацией сельского хозяйства и государственным планированием подъема сельскохозяйственного производства возросли требования к агрометеорологической службе. В 1932 г. на базе созданного П.И. Броуновым отдела был организован Агрогидрометеорологический институт, проработавший до 1938 г. В этот период была создана теория фенологических прогнозов, разработаны основы обслуживания сельского хозяйства различными видами агрометеорологической информации. Началось изучение динамики запасов почвенной влаги на территории СССР, совершенствовались методы фенологических прогнозов. Г.Т. Селяниновым была составлена первая карта агроклиматического районирования СССР. Выполнены большие работы по агроклиматическому районированию Черноморского побережья Кавказа для обоснования размещения цитрусовых, чая и других субтропических культур.

В 40-е годы XX в. расширились исследования динамики запасов почвенной влаги на территории СССР, совершенствовались методы фенологических прогнозов, разрабатывались методы оценки озимых в зимний период.

В 50-е годы XX в. проведены работы по дальнейшему развитию методов оценки агрометеорологических условий и их прогнозированию. Были составлены агроклиматические справочники по всем областям, краям и республикам, оценены ресурсы климата и микроклимата ряда крупных территорий (например, районов освоения целинных и залежных земель) и в целом России. В этот период расширяется и укрепляется сеть станций, обслуживающих сельское хозяйство.

В 60-70-е годы XX в. разрабатываются методы агрометеорологических прогнозов урожая по всем основным культурам, прогнозов перезимовки озимых культур, совершенствуются методы прогнозов произрастания пастбищной растительности и прогнозов запасов влаги в почве. Исследуются условия возникновения заморозков, засух, суховея и других опасных для сельского хозяйства явлений погоды и разрабатываются методы защиты от них. Совершенствуются методы агрометеорологических наблюдений на основе до-

стижений науки и техники и обоснования агротехнических приемов и приемов по защите растений от болезней и вредителей в связи со сложившимися и ожидаемыми условиями погоды. Разрабатываются теоретические основы моделирования продукционного процесса. Проводятся крупные агроклиматические исследования на территории России и стран Европы. Создаются новые учебники по агрометеорологии для университетов, аграрных вузов и техникумов.

В настоящее время исследования по агрометеорологии проводятся преимущественно в институтах Росгидромет.

В настоящее время агрометеорологические наблюдения проводят около 1690 станций и более 12 тыс. постов.

К агрометеорологическим исследованиям привлечен большой отряд ученых. В результате за годы развития агрометеорологии была создана база агрометеорологической науки, опирающаяся на достижения научно-технического прогресса. Современные агрометеорологические исследования проводятся с использованием новейшей аппаратуры, дистанционных приборов, фитотронов, авиации и искусственных спутников Земли. Материалы наблюдений и исследований обрабатываются на электронных вычислительных машинах.

Агрометеорологическое обеспечение сельского хозяйства осуществляется Росгидрометом и является одной из его главных целей. Агрометеорологическим обслуживанием охвачены все звенья сельскохозяйственного производства. Оно ведется оперативно и на научной основе, способствуя работе агропромышленного комплекса и решению задач Продовольственной безопасности страны.

Россия является членом учрежденной в 1950 г. Всемирной метеорологической организации (ВМО) при Организации Объединенных Наций. Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), представляющий нашу страну в ВМО, оказывает эффективную помощь развивающимся странам, принимает активное участие в работе ВМО, в том числе в деятельности Всемирной службы погоды (ВСП) и Комиссии по сельскохозяйственной метеорологии.

# 1. АТМОСФЕРА

## 1.1. Земная атмосфера как среда сельскохозяйственного производства

*Атмосферой* называют газообразную оболочку Земли. Она является средой обитания всех земных организмов (за исключением анаэробных бактерий). Сложившаяся в результате эволюции Земли, атмосфера под влиянием различных процессов, в том числе и вследствие фотосинтетической деятельности растений, миллионы лет 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, который используется ими для дыхания и является необходимым условием их существования.

### **Состав приземного слоя атмосферы и почвенного воздуха.**

*Воздухом* называют смесь газов, составляющих атмосферу. Главными из них являются азот ( $N_2$ ), кислород ( $O_2$ ), аргон (Ar), углекислый газ ( $CO_2$ ) и водяной пар ( $H_2O$ ). Остальные газы содержатся в атмосфере в ничтожных количествах и могут не учитываться при изучении физических свойств воздуха применительно к задачам агрометеорологии.

Кроме того, в атмосфере всегда присутствуют взвешенные твердые и жидкие частицы, как природного происхождения, так и попавшие в атмосферу в результате хозяйственной деятельности человека. Эти частички называют *аэрозолем*.

Состав сухого чистого воздуха нижних слоев атмосферы для всей планеты (табл. 1) характеризуется постоянством. Постоянство состава воздуха в нижнем слое атмосферы обусловлено вертикальными и горизонтальными движениями воздуха, которые непрерывно его перемешивают. Лишь количество углекислого газа, озона и некоторых других газов, содержащихся в воздухе в ничтожном количестве, несколько изменяется во времени и в пространстве.

Наблюдения показывают, что содержание углекислого газа в атмосфере за последнее столетие увеличилось на 10-12%. Причиной тому является быстрый рост сжигания топлива в промышленности, на транспорте и др.

Приведенные данные о процентном содержании газов относятся к сухому чистому воздуху, т. е. воздуху, из которого искусственно удалены водяной пар, пыль и другие примеси. В природе воздух всегда более или менее загрязнен, а также содержит воду в газообразном, жидком и твердом состояниях. Содержание водяного пара в воздухе у земной поверхности колеблется от тысячных долей процента до 4% объема. В среднем оно составляет в полярных широтах около 0,02%, а в тропических 2,5%. Плотность водяного пара с высотой убывает быстрее, чем плотность основных газов, составляющих воздух. Уже на высоте 1,5-2 км плотность водяного пара вдвое меньше, чем в приземном слое атмосферы. На высотах более 10-15 км остаются лишь ничтожные следы водяного пара.

Таблица 1 – Состав сухого воздуха

Газ	Относительная молекулярная масса	Содержание, % от объема	Плотность по отношению к сухому воздуху
Азот	28,106	78,084	0,967
Кислород	32,000	20,946	1,105
Аргон	39,944	0,934	1,379
Углекислый газ	44,010	0,033	1,529
Неон	20,183	$18,18 \times 10^{-4}$	0,695
Гелий	4,003	$5,24 \times 10^{-4}$	0,138
Криптон	83,700	$1,14 \times 10^{-4}$	2,868
Водород	2,016	$0,5 \times 10^{-4}$	0,070
Ксенон	131,300	$0,087 \times 10^{-4}$	4,524
Озон	48,000	Весьма изменчиво	1,624
Сухой воздух	28,966	100	1,000

Состав почвенного воздуха существенно отличается от состава атмосферного воздуха. В почве в процессе гниения органического вещества постоянно происходит выделение углекислого газа и поглощение кислорода. Кислород и азот в почве поглощаются в процессе жизнедеятельности бактерий. Содержание  $\text{CO}_2$  в почвенном воздухе может достигать 1,0-1,2% (в заболоченных почвах до 6%), а содержание кислорода – опускаться ниже 20%.

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 происходит интенсивнее, чем при пылеватой. Все агротехнические приемы, направленные на рыхление почвы, способствуют ее аэрации, что улучшает условия деятельности корневой системы растений и почвенных бактерий. Обмен почвенного воздуха с приземным приводит к обогащению последнего углекислым газом. Океаны, моря и другие водоемы, а также растения поглощают этот газ из атмосферы.

Приведенные данные о составе атмосферы относятся преимущественно к ее нижним слоям. На высотах от 10 до 60 км под воздействием ультрафиолетовых лучей Солнца образуется озон – трехатомный кислород ( $\text{O}_3$ ). По сравнению с обычным молекулярным кислородом ( $\text{O}_2$ ) содержание озона в атмосфере очень невелико, но его значение для жизни на Земле огромно. Озон поглощает большую часть ультрафиолетовых солнечных лучей, губительных для живых организмов. Основная часть озона находится на высотах от 25 до 50 км.

На больших высотах состав атмосферы постепенно изменяется по сравнению с нижними слоями. На высотах более 1000 км начинают преобладать легкие газы – сначала гелий, а затем водород.

**Значение газов, составляющих воздух, для сельского хозяйства.** Из всех газов атмосферы наибольшее значение для биосферы и в том числе для сельского хозяйства имеют азот, кислород, углекислый газ и водяной пар.

Азот – один из главных элементов почвенного питания растений. Он входит в состав растительных и животных белков. Высшие растения не способны использовать для питания свободный азот, хотя над каждым гектаром земной поверхности в воздухе находится около 80 тыс. т азота. Свободный азот атмосферы связывается некоторыми почвенными и клубеньковыми бактериями, что обогащает почву соединениями азота, легко усвояемыми растениями. Для улучшения почвенного питания растений минеральные и органические соединения азота вносят в почву в виде удобрений. Небольшое количество связанного азота (3-4 кг/га в год) попадает в почву с атмосферными осадками.

Кислород необходим для дыхания, гниения, горения. При взаимодействии органических веществ с кислородом (окислении) в клетках живых организмов выделяется энергия, обеспечивающая жизнедеятельность животных и растений. Поэтому обогащение почвы кислородом, которое достигается при улучшении аэрации почвы, способствует деятельности почвенных бактерий, росту корневой системы и, следовательно, улучшению почвенного питания растений.

Углекислый газ – источник воздушного питания растений, важнейший фактор формирования урожая сельскохозяйственных культур. Зеленые растения при помощи световой энергии создают в процессе фотосинтеза из углекислого газа и воды органическое вещество. При дыхании животных и растений, горении и гниении органического вещества углекислый газ выделяется в атмосферу. Увеличение (до известных пределов) содержания углекислого газа в воздухе способствует повышению урожая сельскохозяйственных культур.

В промышленных центрах, где сжигается огромное количество топлива, в парниках, где происходит гниение навоза, в непрветриваемых жилых помещениях содержание углекислого газа резко возрастает. У поверхности почвы воздух содержит в 2-3 раза больше углекислого газа, чем над растительным покровом. При такой концентрации  $\text{CO}_2$  фотосинтез происходит более активно. Углекислый газ имеет также важное значение для теплового баланса Земли, уменьшая ее охлаждение.

Водяной пар – важное звено круговорота воды в природе. Он обуславливает образование облаков и выпадение осадков, влияет на испарение растительного покрова, участвует в создании оранжерейного эффекта и т. д. Содержание водяного пара в атмосфере называют *влажностью воздуха*. Она имеет важное значение для животных и растений и, в частности, заметно влияет на урожай сельскохозяйственных культур.

**Аэрозоль. Загрязнение атмосферы и меры борьбы с ним.** Кроме основных газов, атмосфера содержит аэрозоль – находящиеся во взвешенном состоянии частички почвенной, вулканической и космической пыли, удобрений, дыма, морской соли, а также микроорганизмы, споры растений, водяные капельки и ледяные кристаллы. Число частиц пыли, дыма, сажи в воздухе больших городов достигает сотен тысяч в  $1 \text{ см}^3$ . В лесах и над океанами оно в сотни раз меньше.

В атмосфере содержатся также различные газовые примеси. Они попадают в атмосферу в результате извержения вулканов, лесных пожаров, деятельности промышленности, авиации, автомобильного транспорта (выхлопные газы). Некоторые из газовых примесей (двуокись серы, окислы азота, окись углерода и др.) губительно действуют на человека, животных и растения, отрицательно влияют на продуктивность сельского хозяйства и качество его продукции. Общее количество вредных примесей в атмосфере незначительно, но в крупных промышленных центрах их содержание временами может превышать предельно допустимую концентрацию (ПДК). Хотя объем загрязнений относительно объема атмосферы невелик, но в последнее время действие их уже становится заметным, так как загрязняющие вещества постепенно накапливаются в атмосфере, а даже малые количества некоторых из них (окись углерода, пары ртути и т. п.) являются опасными.

Загрязняющие вещества распределяются в пространстве неравномерно, концентрация их в местах выбросов нередко является недопустимо высокой. Однако и на значительном удалении от источников загрязнения они не могут быть рассеяны до такой степени, чтобы стать безвредными для населения и природы.

Загрязнение атмосферы в ряде городов мира приводит к возникновению смога – тумана, состоящего из смеси аэрозоля повышенной концентрации и вредных газов; такая смесь вызывает заболевания и повышенную смертность населения.

## 1.2. Атмосферное давление

*Атмосферное давление* – это сила, с которой давит на единицу земной поверхности столб воздуха, простирающийся от поверхности земли до верхней границы атмосферы. Атмосферное давление является одной из важнейших характеристик состояния атмосферы и одним из основных физических свойств воздуха, связанных с его плотностью и температурой.

*Плотность* есть отношение массы вещества к его объему. Так,  $1 \text{ м}^3$  воды при температуре  $4^\circ\text{C}$  имеет массу 1 т, а  $1 \text{ м}^3$  воздуха при  $0^\circ\text{C}$  и нормальном давлении имеет массу 1,293 кг. Следовательно, при указанных условиях плотность воды составляет  $1000 \text{ кг/м}^3$ , а плотность воздуха  $1,293 \text{ кг/м}^3$ . Таким образом, плотность воздуха примерно в 800 раз меньше плотности воды.

Плотность атмосферы быстро уменьшается с высотой. Половина всей массы атмосферы сосредоточена в нижнем ее слое до высоты около 5,5 км. На высоте 300 км плотность ее уже в  $4 \times 10^{10}$  раз меньше, чем на уровне моря. С дальнейшим увеличением высоты разреженность газов продолжает увеличиваться, и без четко выраженной верхней границы атмосфера постепенно переходит в межпланетное пространство.

Атмосферное давление обычно измеряется высотой ртутного столба в трубке барометра. Давление атмосферы удерживает столб ртути в трубке на определенной высоте. На уровне моря высота ртутного столба в трубке в



среднем около 760 мм. При этом масса ртутного столба сечением в  $1 \text{ см}^2$  составляет примерно  $76 \times 13,6 = 1,0336 \text{ кг}$ . Это означает, что атмосферное давление на уровне моря обычно около  $1,033 \text{ кг/см}^2$ .

Атмосферное давление долгое время выражали в миллиметрах (мм) ртутного столба, т.е. линейной мерой измеряли силу. Чтобы измерять давление в единицах силы, в 1930 г. была установлена новая международная единица давления – бар (от древнегреческого «барос» – тяжесть), равная давлению 1 млн. дин на площадь  $1 \text{ см}^2$ , что соответствует  $750,1 \text{ мм рт. ст.}$  В практике в качестве единицы давления использовалась тысячная часть бара – миллибар. С 1980 г. в качестве международной единицы для измерения атмосферного давления принят паскаль (Па) – давление, вызываемое силой в 1 ньютон на площадь  $1 \text{ м}^2$ :

$$1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2 = 10^{-5} \text{ бар} = 0,01 \text{ мбар.}$$

Для практических целей используют гектопаскаль (гПа). Поскольку до сих пор шкала приборов для измерения атмосферного давления градуирована в миллиметрах или миллибарах (мбар), то надо знать их соотношение:

$$1 \text{ гПа} = 1 \text{ мбар} = 0,75 \text{ мм рт. ст.}$$

Ускорение свободного падения на земном шаре увеличивается от экватора к полюсам и уменьшается с высотой. Чтобы исключить зависимость высоты ртутного столба, уравнивающего атмосферное давление, от этих факторов, измеренное атмосферное давление приводят к ускорению свободного падения на широте  $45^\circ$  и на уровне моря. Давление, равное массе ртутного столба высотой 760 мм, имеющего температуру  $0,0 \text{ }^\circ\text{C}$  и находящегося на широте  $45^\circ$  и на уровне моря, называют *нормальным атмосферным давлением*. Оно округленно составляет 1013 гПа.

Для измерения атмосферного давления применяют барометры. На наземных метеорологических станциях используют стационарные чашечные барометры, а для полевых, экспедиционных, судовых, самолетных и тому подобных измерений предназначены барометры-анероиды. Для непрерывной записи атмосферного давления предназначен барограф.

**Изменение давления с высотой. Барическая ступень.** Непосредственные наблюдения и теоретические соображения показывают, что плотность и давление воздуха уменьшаются с высотой. Если на уровне моря давление составляет в среднем примерно 1013 гПа, то на высоте 5,5 км оно уже около 500 гПа, а на высоте 20 км – менее 50 гПа.

Изменение давления с высотой характеризуют *барической ступенью*. Барическая ступень есть то расстояние по вертикали, на котором давление меняется на 1 гПа.

Барическая ступень может быть вычислена по формуле:

$$h = 8000 / p \times (1 + 0,0040t) \text{ м/гПа,}$$

где  $p$  – давление (в гПа) и  $t$  – температура (в °С) в той же точке, для которой вычисляется барическая ступень.

Допустим, что давление составляет 1000 гПа, температура 5° С. Тогда

$$h = 8000 / 1000 \times (1 + 0,004 \times 5) = 8,0 (1 + 0,02) \sim 8 \text{ м/гПа.}$$

Следовательно, при заданных исходных условиях давление уменьшается на 1 гПа при подъеме примерно на 8 м.

Как видно из формулы, барическая ступень несколько изменяется при изменении температуры и давления воздуха (табл. 2). Например, при давлении 1000 гПа и изменении температуры от – 40 до 40° С барическая ступень возрастает на 2,6 м/гПа. При 0° С ее значение равно 8 м/гПа.

Зная барическую ступень, атмосферное давление, температуру воздуха и высоту над уровнем моря в одном из двух пунктов, лежащих на разной высоте, можно по разности давлений в этих пунктах определить разность их высот, а отсюда найти и высоту второго пункта над уровнем моря.

Таблица 2 – Барическая ступень  $h$  (м/гПа) при разных температуре и давлении

Давление, гПа	Температура, °С		
	– 40	0	40
1000	6,7	8,0	9,3
500	13,4	16,0	18,6
100	67,2	80,0	92,8

Этот способ определения высоты пункта называется *барометрическим нивелированием*. Барометрическое нивелирование бывает необходимо при экспедиционных исследованиях в горных местностях для приближенного определения высоты различных форм рельефа.

**Изменчивость давления на поверхности Земли. Горизонтальный барический градиент.** Атмосферное давление в разных точках земной поверхности в один и тот же момент неодинаково, так как оно зависит от степени нагревания или охлаждения воздуха над этими точками, от характера имеющихся над ними воздушных течений и ряда других причин. Информацию об атмосферном давлении дают метеорологические станции. Поскольку они расположены на разных высотах, а давление зависит от высоты места, то его значения, измеренные на разных станциях, нельзя непосредственно сравнивать между собой. Их нужно сначала привести к какой-либо одинаковой высоте. За такую высоту принят уровень моря.

Чтобы получить наглядное представление о распределении давления по земному шару, на географическую карту наносят давление, измеренное в одно и то же время в разных пунктах и приведенное к уровню моря. Затем пункты, в которых давление одинаково, соединяют плавными линиями. Эти линии называют *изобарами*. Описанный способ картирования распределения

давления по территории позволяет устанавливать расположение областей пониженного и повышенного давления на земном шаре (рис. 1) и наблюдать за их передвижением, что имеет важное значение для прогноза погоды.

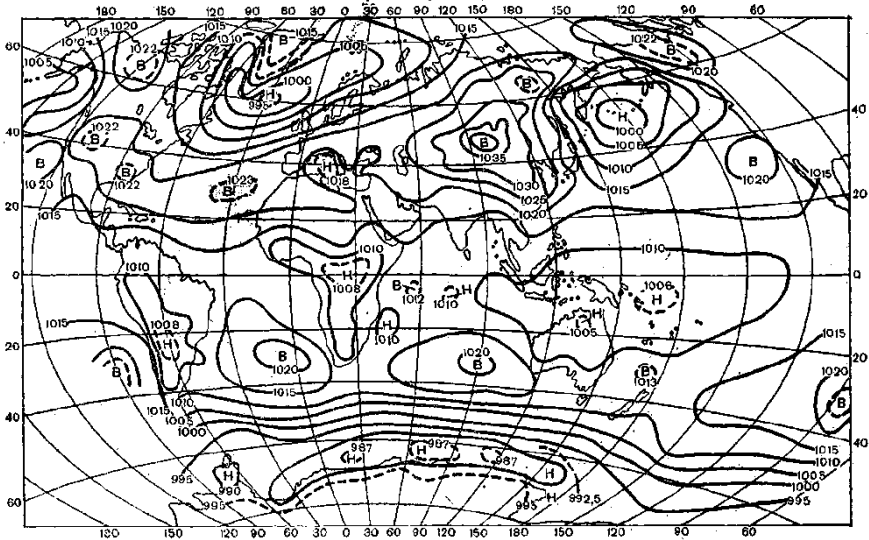


Рис. 1 – Изобары (гПа) на уровне моря. Январь

Изменение давления вдоль горизонтали, направленной перпендикулярно к изобарам в сторону от высокого давления к низкому, приходящееся на расстояние в 100 км, называют *горизонтальным барическим градиентом*. Эта величина обычно составляет около 1-2 гПа/100 км. Горизонтальный барический градиент вызывает горизонтальное движение воздуха, т. е. ветер.

### 1.3. Строение атмосферы

По характеру изменения температуры с высотой атмосферу подразделяют на пять основных слоев: *тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу и экзосферу*.

*Тропосфера* – нижний слой атмосферы, простирающийся от земной поверхности до высоты 8-10 км в полярных областях и до 15-18 км в зоне экватора. Температура воздуха в тропосфере уменьшается с высотой в среднем на 0,5-0,6° С на каждые 100 м. Поэтому даже над экватором температура воздуха у верхней границы тропосферы около – 70° С. В тропосфере содержится около 80% всей массы воздуха и почти весь водяной пар; здесь же происходят важнейшие атмосферные процессы и наблюдаются явления, влияющие на жизнь и деятельность человека, в том числе на сельскохозяйственное производство: обмен теплом и влагой между земной поверхностью и атмосфе-

рой, образование облаков, выпадение осадков, грозы, ураганы, пыльные бури, суховеи и др.

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 вопросов сельскохозяйственного производства необходимо знать атмосферные процессы, происходящие именно в приземном слое тропосферы.

*Стратосфера* располагается над тропосферой до высоты 50-55 км. В нижней части этого слоя температура почти не меняется с высотой, а на высотах более 35 км возрастает, достигая у верхней границы в среднем за год 0 °С. Рост температуры с высотой в верхней части стратосферы обусловлен интенсивным поглощением солнечной радиации озоном. Восходящие движения воздуха, весьма характерные для тропосферы, в стратосфере уже почти не наблюдаются. Поэтому здесь, как правило, не образуются и облака.

*Мезосфера* находится над стратосферой. Ее верхняя граница лежит на высоте 80-90 км. В мезосфере температура понижается с высотой до –70...–80° С.

*Термосфера* простирается над мезосферой до высоты около 800 км. Воздух в термосфере сильно ионизирован, поэтому электропроводность здесь в миллиарды раз больше, чем в тропосфере. Температура воздуха в термосфере возрастает с высотой и на верхней ее границе достигает примерно 2000 °С. Следует отметить, что 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 большой разреженности воздуха. В термосфере происходят полярные сияния, сгорают метеориты.

*Экзосфера*, или *сфера рассеяния*, – внешний слой атмосферы, из которого молекулы наиболее легких атмосферных газов – водорода и гелия – могут улетучиваться в межпланетное пространство. Этот слой распространяется до высоты 2000-3000 км и постепенно переходит в космос.

Между указанными сферами находятся переходные промежуточные слои, называемые паузами: тропопауза, стратопауза, мезопауза и пр. Например, тропопауза разделяет тропосферу и стратосферу.

#### 1.4. Методы исследования атмосферы

Приземный слой атмосферы изучается в основном по результатам регулярных наблюдений десятков тысяч наземных и судовых метеорологических станций, расположенных во всех районах земного шара. В труднодоступных местностях – в горах, полярных областях – устанавливаются автоматические радиометеорологические станции (АРМС). Без участия наблюдателей АРМС измеряют давление, температуру и влажность воздуха, направление и скорость ветра, а результаты передают по радио.

Расширяются исследования нижних слоев атмосферы с помощью приборов, установленных на высотных сооружениях, например на Останкинской

телевизионной башне в Москве (высота 533 м) и на ряде других телебашен. Широко распространено изучение тропосферы с помощью самолетов и вертолетов, оснащенных метеоприборами.

Для изучения атмосферы применяются также шары-пилоты и радиозонды. Это сравнительно небольшие резиновые или полиэтиленовые оболочки, наполняемые водородом и выпускаемые в свободный полет. Шары-пилоты запускаются с целью изучения направления и скорости ветра на высотах. Радиозонд поднимает портативный комплект приборов, регистрирующих давление, температуру и влажность воздуха, а также радиопередатчик, передающий результаты наблюдений на Землю.

В последние десятилетия развивается метод радиолокационного изучения некоторых атмосферных явлений. Радиоволны сантиметрового диапазона отражаются от водяных капель, что дает возможность определять расположение, движение и свойства облаков, зону дождей, гроз и т. д. в радиусе до нескольких сотен километров.

Более высокие слои атмосферы исследуются при помощи метеорологических (до 100 км) и геофизических (до 400 км) ракет. Каждая ракета поднимает контейнер с метеорологическими приборами, который затем спускается на парашюте.

Для сельского хозяйства наблюдения со спутников дают информацию о запасе воды в снеге, о температуре подстилающей поверхности, о равномерности распределения растительного покрова и его фитомассе на пастбищах, о степени повреждения посевов. Возможно и более полное использование спутниковой информации для целей сельскохозяйственного производства.

## 2. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ

### 2.1. Виды радиационных потоков

Основным источником энергии физических процессов, происходящих в атмосфере и на поверхности Земли, является лучистая энергия Солнца. Солнце – раскаленный газовый шар, объем которого в  $1,3 \cdot 10^6$  раз больше объема Земли, а масса составляет 99,87% массы всей солнечной системы. Солнце излучает в окружающее пространство энергию, равную примерно  $3,71 \cdot 10^{26}$  Вт. Из этого количества до Земли доходит лишь около одной двухмиллиардной части, что составляет примерно  $3,3 \cdot 10^8$  Вт на  $1 \text{ км}^2$  земной поверхности. Такое количество энергии соответствует мощности около  $33 \cdot 10^4$  кВт. Для сравнения можно указать, что мощность Братской ГЭС (около  $4 \cdot 10^6$  кВт) примерно равна мощности солнечного излучения, поступающего всего на  $12 \text{ км}^2$  земной поверхности.

Энергетическая освещенность солнечного излучения в Международной системе единиц СИ выражается в ваттах на  $1 \text{ м}^2$  (Вт/м<sup>2</sup>). В метеорологии до 1980 г. энергетическая освещенность называлась потоком солнечной радиации и выражалась в калориях на площадь в  $1 \text{ см}^2$  за минуту (кал/(см<sup>2</sup>×мин)). В

специальной литературе, справочниках, изданных до 1980 г., эта величина дается в калориях. Соотношение между единицами измерений следующее:

$$1 \text{ кал}/(\text{см}^2 \times \text{мин}) = 698 \text{ Вт}/\text{м}^2.$$

Приход радиации на верхнюю границу атмосферы меняется в зависимости от расстояния Земли от Солнца, которое в течение года не остается постоянным вследствие эллиптичности земной орбиты. Наименьшее расстояние Земли от Солнца (перигелий) составляет  $147 \times 10^6$  км, оно приходится на 2 января. Наибольшее удаление Земли от Солнца (афелий), равное  $152 \times 10^6$  км, отмечается 5 июля. Среднее расстояние Земли от Солнца равно  $149,5 \times 10^6$  км. Энергетическая освещенность, создаваемая солнечным излучением, поступающим на верхнюю границу атмосферы при среднем расстоянии от Земли до Солнца на поверхность, перпендикулярную солнечным лучам, называют *солнечной постоянной*. Эта величина, по последним данным, составляет  $1,97 \text{ кал} / (\text{см}^2 \times \text{мин})$ , или  $1377 \text{ Вт}/\text{м}^2$ .

В атмосфере солнечная радиация на пути к поверхности Земли частично поглощается, а частично рассеивается и отражается от облаков и земной поверхности. Поэтому в атмосфере наблюдаются три вида радиации: прямая, рассеянная и отраженная. Энергетическую освещенность, создаваемую излучением, поступающим на Землю непосредственно от солнечного диска в виде пучка параллельных солнечных лучей, называют *прямой солнечной радиацией*. Часть солнечной радиации, проходя через атмосферу, рассеивается молекулами атмосферных газов и аэрозолем и создает *рассеянную радиацию*. Прямая солнечная радиация, приходящая на горизонтальную поверхность, и рассеянная солнечная радиация вместе составляют *суммарную радиацию*. Ту часть солнечной радиации, которую отражает земная поверхность, называют *отраженной коротковолновой солнечной радиацией*.

Земная поверхность как физическое тело, имеющее температуру выше  $-273^\circ \text{C}$ , является источником излучения, которое называют *тепловым излучением Земли*. Оно направлено в атмосферу и почти полностью поглощается ею. Атмосфера, в свою очередь, также излучает тепло частично в космическое пространство и частично в направлении к земной поверхности. Часть атмосферного излучения, приходящую к земной поверхности, называют *встречным излучением*.

Потоки лучистой энергии Солнца и теплового излучения Земли и атмосферы по длине волн условно делят на *коротковолновые* ( $\lambda \leq 4$  мкм) и *длинноволновые* ( $\lambda > 4$  мкм). Прямая, рассеянная и отраженная радиации относятся к коротковолновой части спектра, а тепловое излучение Земли и встречное излучение – к длинноволновой.

Раздел метеорологии, изучающий потоки лучистой энергии в атмосфере, называют *актинометрией*.

## 2.2. Спектральный состав солнечной радиации

Солнечная радиация состоит из электромагнитных волн различной длины. В актинометрии эту длину чаще всего выражают в микрометрах (мкм), а иногда – в нанометрах (нм) ( $1 \text{ мкм} = 10^{-6} \text{ м}$ ,  $1 \text{ нм} = 10^{-9} \text{ м}$ ). Распределение лучистой энергии по длинам волн называют спектром. Солнечный спектр делится на три части: ультрафиолетовую ( $\lambda < 0,40 \text{ мкм}$ ), видимую ( $0,40 \text{ мкм} \leq \lambda \leq 0,76 \text{ мкм}$ ) и инфракрасную ( $\geq 0,76 \text{ мкм}$ ). У верхней границы атмосферы на видимую часть спектра приходится 46% всей поступающей солнечной радиации, на инфракрасную 47%, на ультрафиолетовую 7%.

Видимая часть спектра создает освещенность. При прохождении через призму солнечный свет разлагается на цветные лучи, расположенные по убывающей длине волны в следующем порядке: красные, оранжевые, желтые, зеленые, голубые, синие, фиолетовые. Совместное действие всех этих лучей на глаз человека воспринимается как белый цвет. Инфракрасные лучи невидимы. Они производят тепловой эффект.

Помимо лучистой энергии, от Солнца к Земле поступает также корпускулярное излучение, состоящее из электрически заряженных частиц. Это излучение поглощается в атмосфере на высотах более 100 км.

Основная часть энергии в спектре солнечного излучения заключена в пределах длин волн от 0,20 до 24,0 мкм. В табл. 3 показано деление спектра на отдельные участки в зависимости от длины волн и даны их характеристики.

Таблица 3 – Длина волн и энергия потока в отдельных участках спектра солнечной радиации (по П. Н. Тверскому)

Участок спектра	Интервал длин волн, мкм	Энергия потока		Примечание
		Вт/м <sup>2</sup>	%	
Ультрафиолетовая область	0,20–0,39	97,7	7	–
С	0,20–0,28	5,6	0,4	Не проникают до земной поверхности, поглощаясь в основном слое озона
В	0,29–0,32	17,4	1,2	–
А	0,32–0,39	74,7	5,4	Достигают земной поверхности
Видимая область	0,40–0,75	635,2	46	
А	0,40–0,52	364,3	18	Фиолетовые, синие, голубые лучи
В	0,52–0,62	209,4	15	Зеленые, желтые, оранжевые лучи
С	0,62–0,75	181,5	13	Красные лучи
Инфракрасная область	0,76–24,00	649,1	47	–
А	0,75–1,40	446,7	32	Ближняя инфракрасная область
В	1,40–3,00	174,5	13	
С	3,00–24,00	27,9	2	
В целом	0,20–24,00	1382,0	100	–

Исследования солнечной радиации, имеющей длину волны менее 0,29 мкм, проводятся при помощи ракет и искусственных спутников Земли. По наземным наблюдениям спектр исследован в пределах длин волн 0,29–24,0 мкм. Максимум энергии в спектре солнечного излучения на верхней границе атмосферы приходится на длину волны 0,48–0,49 мкм, т. е. лежит в синеголубой области спектра. Спектр прямой радиации у земной поверхности характеризуется максимумом в желто-зеленой области.

**Биологическое значение основных частей спектра.** Для физиологических процессов, обуславливающих жизнедеятельность растений, наибольшее значение имеет коротковолновая радиация с длиной волны менее 4 мкм. Диапазон коротковолновой радиации подразделяют по биологическому действию на растения на ультрафиолетовую, фотосинтетически активную и ближнюю инфракрасную (табл. 4).

Таблица 4 – Биологическое значение различных участков спектра (по Ю. К. Россу)

Вид радиации	Область спектра, мкм	Процент солнечной радиации	Эффект действия радиации на растение		
			тепловой	фотосинтез	рост и развитие
Ультрафиолетовая	0,29–0,38	0–4	несущественный	несущественный	существенный
Фотосинтетически активная	0,38–0,71	21–46	существенный	существенный	существенный
Ближняя инфракрасная	0,71–4,00	50–79	существенный	несущественный	существенный
Дальняя инфракрасная	>4,00	–	существенный	несущественный	несущественный

Ультрафиолетовая радиация, достигающая земной поверхности, с уменьшением высоты Солнца уменьшается. В высокогорных районах, на высотах более 4 км, ее количество в два-три раза больше, чем на уровне моря. Ультрафиолетовая радиация воздействует преимущественно на ростовые процессы, замедляя их. Ее влияние на скорость развития растений изучено еще недостаточно. Оно проявляется в основном в ускорении прохождения этапов формирования репродуктивных органов.

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

Инфракрасная радиация с длиной волны более 4 мкм производит лишь тепловое действие на растения. Ее влияние на рост и развитие растений незначительно. В высокогорных районах энергия инфракрасных лучей возрастает. Это в значительной мере компенсирует недостаточное количество теп-



ла, получаемое здесь растениями от окружающего воздуха. Доля инфракрасной радиации возрастает с уменьшением высоты Солнца. С увеличением влажности воздуха интенсивность инфракрасных лучей уменьшается в связи с сильным поглощением их водяным паром.

С областью видимой радиации почти совпадает (захватывая частично область УФ радиации) так называемая физиологическая радиация (0,35–0,75 мкм), энергия которой, поглощенная пигментами листа, имеет важное регуляторно-энергетическое значение в жизни растений. В пределах этого участка спектра выделяется область фотосинтетически активной радиации.

**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. Она называется фотосинтетически активной радиацией (ФАР).

Правильное представление о ФАР, учет ее распределения по территории и во времени имеет большое значение для получения высоких урожаев, так как ФАР является одним из важнейших факторов продуктивности сельскохозяйственных растений. Установлено, что для накопления органического вещества растений необходимо, чтобы энергетическая освещенность, создаваемая солнечной радиацией, превышала определенное значение, называемое *компенсационной точкой*. Для светолюбивых растений, к которым относятся сельскохозяйственные культуры, это значение находится в пределах интенсивности ФАР 20–35 Вт/м<sup>2</sup>. Ниже указанного значения расход органического вещества на дыхание больше, чем на образование органического вещества в процессе фотосинтеза.

Световые кривые различных растений характеризуют зависимость интенсивности фотосинтеза от солнечной радиации. При увеличении интенсивности ФАР от компенсационной точки до 210–280 Вт/м<sup>2</sup> продуктивность фотосинтеза возрастает. При дальнейшем увеличении ФАР и обычном содержании СО<sub>2</sub> фотосинтез не возрастает. В дневное время ФАР на верхней границе фитоценозов обычно превышает эти значения, но в посевах и насаждениях, а также в теплицах в пасмурные дни интенсивность ФАР бывает недостаточной. Особенно это проявляется в густых, развитых посевах, что приводит к ослаблению фотосинтеза и, следовательно, к уменьшению продуктивности посевов.

Рядом исследователей (И. С. Шатилов и др.) получены новые данные о компенсационной точке многих сельскохозяйственных растений. Установлено, что молодые листья зерновых культур имеют более низкие компенсационные точки, в некоторых случаях – на порядок ниже установленных ранее. Отмечено также изменение компенсационной точки для отдельных частей растений в процессе их старения.

Для определения ФАР по данным о приходе прямой, рассеянной и суммарной радиации устанавливались переходные коэффициенты. Для расчета ФАР Б. И. Гуляевым, Н. А. Ефимовой, Х. Г. Тоомигом предложено уравнение:

$$\sum Q_{\text{ФАР}} = 0,43 \sum S' + 0,57 \sum D$$

Для приближенного расчета ФАР по данным суммарной радиации  $Q$  переводный коэффициент  $C_c = 0,52$ .

Карты прихода ФАР для Европейской части России были впервые составлены Х. А. Молдау и др. (1963 г.), карты для России в целом – Н. А. Ефимовой (1965 г.). В настоящее время карты распределения прихода ФАР используются при оценке природных ресурсов для целей сельского хозяйства.

### 2.3. Поглощение, рассеяние и ослабление радиации в атмосфере и изменение ее спектрального состава

При прохождении через атмосферу солнечная радиация ослабляется вследствие поглощения и рассеяния атмосферными газами и аэрозолями. При этом изменяется также и ее спектральный состав.

До поверхности Земли не доходит ультрафиолетовая радиация с длиной волны менее 0,29 мкм. Она полностью поглощается в высоких слоях атмосферы. В видимой части спектра сильно ослабляются (в основном за счет рассеяния) лучи с наиболее короткой длиной волны – синие и фиолетовые и в меньшей степени лучи с большой длиной волны – оранжевые и красные. Инфракрасная часть спектра также имеет ряд участков пониженной энергии, связанных с поглощением ее водяным паром и углекислым газом. Чем больше в атмосфере содержится водяного пара, тем меньше при прочих равных условиях прямой радиации доходит до земной поверхности.

При различной высоте Солнца путь луча в атмосфере неодинаков. Чем меньше высота его над горизонтом, тем больший путь в атмосфере проходит солнечный луч. За единицу принимается масса  $m$ , проходимая лучами при положении Солнца в зените. Когда Солнце находится у горизонта, луч проходит в атмосфере путь, почти в 35 раз больший, чем при падении лучей под углом  $90^\circ$  к поверхности Земли. Чем больший путь в атмосфере проходят солнечные лучи, тем сильнее их поглощение и рассеяние и тем больше изменяется их интенсивность и спектральный состав.

При наблюдениях на значительных высотах над уровнем моря соотношение между длиной пути луча в атмосфере и высотой Солнца существенно меняется. Так, на высоте 5,5 км, где давление составляет около 506 гПа, длина пути луча в атмосфере при положении Солнца в зените равна 0,5.

Рассеяние радиации молекулами газов, размер которых меньше 0,1 длины волны, происходит согласно закону молекулярного рассеяния (закон Релея). По этому закону интенсивность молекулярного рассеяния  $K$  обратно пропорциональна четвертой степени длины волны  $\lambda$ :

$$K = C / \lambda^4.$$

где  $C$  – коэффициент, зависящий от числа рассеивающих частиц в единице объема.

Поэтому чем меньше длина падающей световой волны, тем сильнее рассеиваются эти лучи. Фиолетовые лучи, у которых длина волны почти в 1,9 раза меньше, чем у красных, рассеиваются в 14 раз сильнее. Однако хотя

длина волны фиолетовых лучей короче длины синих и голубых, т.е. они рассеиваются сильнее, все же в рассеянном солнечном свете преобладают не фиолетовые, а голубые и синие лучи, так как их первоначальная энергия (до рассеяния) значительно больше, чем фиолетовых. Этим объясняется голубой цвет безоблачного неба при наблюдении с земной поверхности.

Рассеянием солнечной радиации объясняется и явление сумерек. После захода Солнца верхние слои атмосферы, еще освещенные солнечными лучами, рассеивают их, и часть рассеянной радиации доходит до земной поверхности, обуславливая сумеречную освещенность. Продолжительность сумерек зависит от широты места и времени года. На экваторе продолжительность сумерек составляет 20–25 мин. С увеличением широты она возрастает, и севернее 60° с.ш. сумерки в середине лета длятся всю ночь («белые ночи»).

Рассеяние радиации аэрозолем, размер частиц которого больше длины световой волны, меньше зависит от этой длины. Частицы, радиус которых больше  $10^{-3}$  мм (капли тумана и облаков), одинаково рассеивают все волны видимой части спектра. Поэтому туман и облака имеют белый цвет.

Чем длиннее путь солнечных лучей в атмосфере, т.е. чем меньше высота Солнца, тем сильнее рассеиваются короткие волны (фиолетовые, синие, голубые лучи) и тем больше становится доля прошедших длинных волн (красные, оранжевые лучи). Поэтому Солнце у горизонта кажется красноватым.

Чем больше частичек, рассеивающих и поглощающих радиацию, встречается на пути луча, тем менее прозрачна атмосфера.

Прозрачность атмосферы характеризуют коэффициентом прозрачности  $P$ , который показывает, какая часть солнечной радиации, пришедшей к верхней границе атмосферы, доходит в виде прямой радиации до земной поверхности при отвесном падении лучей. Обычно коэффициент прозрачности колеблется в пределах 0,60–0,85. Для волн различной длины  $P$  различен. Так, при длине волны 0,30 мкм  $P = 0,36$ , при длине 0,70 мкм  $P = 0,97$ .

Таким образом, ослабление прямой солнечной радиации вызвано действием двух факторов: длины пути солнечного луча в атмосфере, характеризуемой массой  $m$ , и концентрации ослабляющих частиц на пути луча, определяющей прозрачность атмосферы.

В среднем принимают, что за счет поглощения солнечной радиации ее ослабление в безоблачной атмосфере составляет 20–25%, а примерно 75–80% солнечной радиации, поступившей на верхнюю границу атмосферы, доходит до земной поверхности. При сплошной плотной облачности нижнего яруса до земной поверхности доходит только рассеянная радиация в количестве 5–15% от возможной суммарной радиации,ходящей при безоблачном небе.

## 2.4. Продолжительность дня и ее изменчивость

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) изменяется в зависимости от времени года и географической широты. На экваторе продолжительность дня в течение всего года равна  $12 \text{ ч} \pm 30 \text{ мин}$ . При продвижении от экватора к полюсам после весеннего равноденствия (21 марта) длина дня увеличивается к северу и уменьшается к югу. После осеннего равноденствия (23 сентября) распределение продолжительности дня обратное. В северном полушарии на 22 июня приходится самый длинный день, продолжительность которого севернее полярного круга 24 ч. По мере продвижения от полярного круга к полюсу все большее число суток длится непрерывный день летом и непрерывная ночь зимой. В средних же 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 650–250 лк (в зависимости от облачности) до 1,0–0,1 лк.

Таблица 5 – Физиологическая длина дня (продолжительность освещения, ч. мин) на широтах от 0 до 70° на 15-е число каждого месяца (по И. А. Шульгину)

Месяц	Широта, °							
	0	10	20	30	40	50	60	70
I	12 54	12 22	11 54	11 19	10 41	9 49	8 32	5 44
II	12 51	12 35	12 18	12 01	11 39	11 16	10 42	9 40
III	12 51	12 48	12 46	12 48	12 49	12 57	13 08	13 36
IV	12 50	13 06	13 24	13 47	14 13	14 55	16 07	18 55
V	12 53	13 21	13 55	14 35	15 27	16 45	19 16	24 00
VI	12 53	13 31	14 12	15 02	16 08	17 50	22 19	24 00
VII	12 54	13 26	14 04	14 48	15 51	17 24	20 46	24 00
VIII	12 51	13 13	13 37	14 06	14 47	15 46	17 37	23 16
IX	12 50	12 55	13 00	13 02	13 26	13 46	14 23	15 38
X	12 51	12 39	12 27	12 17	12 06	11 57	11 41	11 18
XI	12 51	12 25	12 00	11 31	11 00	10 19	9 26	7 12
XII	12 52	12 21	11 47	10 09	10 26	9 26	7 54	4 16

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. В табл. 5 приведены данные о физиологической длине дня на 15-е число каждого месяца для различных широт.

Ритм солнечной радиации (чередование светлой и темной частей 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, которая ускоряет или задерживает зацветание растений.

Установлен ряд групп растений по их реакции на соотношение длины дня и ночи (фотопериодическая реакция):

- *нейтральные*, развитие которых не зависит от продолжительности дня;
- *короткодневные*, развитие которых задерживается при увеличении дня свыше 10–12 ч;
- *длиннодневные*, требующие для своего развития длинного дня.

Существуют также промежуточные группы растений.

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

С продолжительностью дня связан приход солнечной радиации, в том числе и фотосинтетически активной, в различных географических зонах земного шара.

Увеличение продолжительности дня в северных широтах способствует удлинению периода фотосинтеза растений. В результате луговые травы и кормовые культуры накапливают в течение короткого лета большую растительную массу. В защищенном грунте (в парниках, теплицах) даже на Крайнем Севере создается возможность для выращивания овощей.

С продолжительностью дня связана продолжительность солнечного сияния, т.е. время, в течение которого земная поверхность освещается прямой солнечной радиацией. Она выражается в часах за сутки и в процентах от возможной величины, т.е. от продолжительности светлой части суток. Изменчивость продолжительности солнечного сияния значительна как в течение года, так и по территории.

На Европейской части России продолжительность часов солнечного сияния увеличивается с северо-запада на юго-восток. Наибольшее число часов солнечного сияния приходится на летние месяцы. Наибольшее за год число часов солнечного сияния наблюдается в тропических пустынях, наименьшее – на западном побережье Ирландии и Норвегии.

Продолжительность солнечного сияния имеет большое значение для продуктивности сельскохозяйственных культур и качества продукции, например для сахаристости сахарной свеклы, для содержания масла в семенах масличных культур и т.д. Для защищенного грунта, особенно в северных районах, этот фактор определяет рентабельность производства.

## 2.5. Радиационный баланс и его составляющие

Солнечная радиация, достигшая земной поверхности, частично отражается от нее, а частично поглощается Землей. Однако Земля не только поглощает радиацию, но и сама излучает длинноволновую радиацию в окружающую атмосферу. Атмосфера, поглощая некоторую часть солнечной радиации и большую часть излучения земной поверхности, сама тоже излучает длинноволновую радиацию. Большая часть этого излучения атмосферы направлена к земной поверхности. Она называется встречным излучением атмосферы.

*Разность между приходящими к деятельному слою Земли и уходящими от него потоками лучистой энергии называют радиационным балансом деятельного слоя.*

Радиационный баланс состоит из коротковолновой и длинноволновой радиации. Он включает в себя следующие элементы, называемые составляющими радиационного баланса: прямая радиация  $S'$ ; рассеянная радиация  $D$ ; отраженная радиация  $R_K$  (коротковолновая); излучение земной поверхности  $E_3$ ; встречное излучение атмосферы  $E_a$ .

Рассмотрим составляющие радиационного баланса.

**Прямая солнечная радиация.** Энергетическая освещенность прямой радиации зависит от высоты Солнца и прозрачности атмосферы и возрастает с увеличением высоты места над уровнем моря. В основных сельскохозяйственных районах России летом полуденные значения энергетической освещенности прямой радиации находятся в пределах 700–900 Вт/м<sup>2</sup>. На высоте 1 км увеличение составляет 70–140 Вт/м<sup>2</sup>. На высоте 4–5 км энергетическая освещенность прямой радиации превышает 1180 Вт/м<sup>2</sup>. Облака нижнего яруса обычно полностью или почти не пропускают прямую радиацию.

Длины волн солнечной радиации, достигающей земной поверхности, лежат в интервале 0,29–4,0 мкм. Примерно половина ее энергии приходится на фотосинтетически активную радиацию. В области ФАР ослабление радиации с уменьшением высоты Солнца происходит быстрее, чем в области инфракрасной радиации. Приход прямой солнечной радиации, как уже указывалось, зависит от высоты Солнца над горизонтом, меняющейся как в течение суток, так и в течение года. Это обуславливает суточный и годовой ход прямой радиации.

Изменение прямой радиации в течение безоблачного дня (суточный ход) выражено одновершинной кривой с максимумом в истинный солнечный полдень. Летом над сушей максимум может наступить до полудня, так как к полудню увеличивается запыленность атмосферы.

При продвижении от полюсов к экватору приход прямой радиации в любое время года возрастает, так как при этом увеличивается полуденная высота Солнца.

Годовой ход прямой радиации наиболее резко выражен на полюсах, так как зимой солнечная радиация здесь вообще отсутствует, а летом ее приход достигает 900 Вт/м<sup>2</sup>. В средних широтах максимум прямой радиации иногда наблюдается не летом, а весной, так как в летние месяцы вследствие увели-

чения содержания водяного пара и пыли уменьшается прозрачность атмосферы. Минимум приходится на период, близкий к дню зимнего солнцестояния (декабрь). На экваторе наблюдаются два максимума, равные примерно  $920 \text{ Вт/м}^2$  в дни весеннего и осеннего равноденствия, и два минимума (около  $550 \text{ Вт/м}^2$ ) в дни летнего и зимнего солнцестояния.

**Рассеянная радиация.** Максимум рассеянной радиации обычно значительно меньше, чем максимум прямой, но может достигать  $150\text{--}250 \text{ Вт/м}^2$ . Чем больше высота Солнца и больше загрязненность атмосферы, тем больше поток рассеянной радиации. Облака, не закрывающие Солнца, увеличивают приход рассеянной радиации по сравнению с ясным небом. Зависимость прихода рассеянной радиации от облачности сложная. Она определяется видом и количеством облаков, их вертикальной мощностью и оптическими свойствами. Рассеянная радиация облачного неба может колебаться более чем в 10 раз. Энергетическая освещенность рассеянной радиации при безоблачном небе в полуденные часы обычно находится в пределах  $70\text{--}175 \text{ Вт/м}^2$ , а при низких плотных сплошных облаках – в пределах  $35\text{--}40 \text{ Вт/м}^2$ .

Снежный покров, отражающий до  $70\text{--}90\%$  прямой радиации, увеличивает рассеянную радиацию, которая затем рассеивается в атмосфере. С увеличением высоты места над уровнем моря рассеянная радиация при ясном небе уменьшается.

Суточный и годовой ход рассеянной радиации при ясном небе в общем соответствует ходу прямой радиации. Однако утром рассеянная радиация появляется еще до восхода Солнца, а вечером она еще поступает в период сумерек, т.е. после захода. В годовом ходе максимум рассеянной радиации наблюдается летом.

**Суммарная радиация.** Сумму рассеянной  $D$  и прямой радиации  $S'$ , падающей на горизонтальную поверхность, называют *суммарной радиацией*.

Суммарная радиация является основной составляющей радиационного баланса. Ее спектральный состав по сравнению с прямой и рассеянной радиацией более устойчив и почти не зависит от высоты Солнца, когда она составляет более  $15^\circ$ .

Соотношение между прямой и рассеянной радиацией в составе суммарной радиации зависит от высоты Солнца, облачности и загрязненности атмосферы. С увеличением высоты Солнца доля рассеянной радиации при безоблачном небе уменьшается. Чем прозрачнее атмосфера, тем меньше доля рассеянной радиации. При сплошной плотной облачности суммарная радиация полностью состоит из рассеянной радиации. Зимой вследствие отражения радиации от снежного покрова и ее вторичного рассеяния в атмосфере доля рассеянной радиации в составе суммарной заметно увеличивается.

Приход суммарной радиации при наличии облачности меняется в больших пределах. Наибольший приход ее наблюдается при ясном небе или при небольшой облачности, не закрывающей Солнца.

В суточном и годовом ходе изменения суммарной радиации почти прямо пропорциональны изменению высоты Солнца. В суточном ходе максимум

суммарной радиации при безоблачном небе приходится обычно на полуденное время. В годовом ходе максимум суммарной радиации отмечается в северном полушарии обычно в июне, в южном – в декабре.

**Отраженная радиация. Альbedo.** Часть суммарной радиации, приходящей к деятельному слою Земли, отражается от него. Отношение отраженной части радиации  $R_k$  ко всей приходящей суммарной радиации  $Q$  называют *отражательной способностью*, или *альbedo A* данной подстилающей поверхности.

Альbedo поверхности зависит от ее цвета, шероховатости, влажности и других свойств. В табл. 6 приведены значения альbedo различных естественных поверхностей.

Таблица 6 – Альbedo (%) различных естественных поверхностей (по В. Л. Гаевскому и М. И. Будыко)

Поверхность	Альbedo	Поверхность	Альbedo
Свежий сухой снег	80–95	Поля ржи и пшеницы	10–25
Загрязненный снег	40–50	Картофельные поля	15–25
Морской лед	30–40	Хлопковые поля	20–25
Темные почвы	5–15	Луга	15–25
Сухие глинистые почвы	20–35	Сухая степь	20–30
Сухие песчаные почвы	25–45	Хвойные леса	10–15
		Лиственные леса	15–20

Альbedo водных поверхностей при высоте Солнца свыше 60° меньше, чем альbedo суши, поскольку солнечные лучи, проникая в воду, в значительной мере поглощаются и рассеиваются в ней. Большое альbedo льда и снега обуславливает замедленный ход весны в полярных районах и сохранение там вечных льдов.

Наблюдения за альbedo суши, моря и облачного покрова проводятся с искусственных спутников Земли. Альbedo моря позволяет рассчитывать высоту волн, альbedo облаков характеризует их мощность, а альbedo разных участков суши позволяет судить о степени покрытия полей снегом и о состоянии растительного покрова. Например, альbedo на Европейской части России в летний и зимний периоды различно. Зимой альbedo велико на всей территории и изменяется от 50% на юге до 80% на севере. Летом альbedo значительно меньше (20–30%), причем наименьшие значения (около 15%) наблюдаются там, где большие площади покрыты хвойными лесами.

Альbedo всех поверхностей, а особенно водных, зависит от высоты Солнца: наименьшее альbedo бывает в полуденные часы, наибольшее – утром и вечером. Это связано с тем, что при малой высоте Солнца в составе суммарной радиации возрастает доля рассеянной, которая в большей степени, чем прямая радиация, отражается от шероховатой подстилающей поверхности.

Солнечный свет создает *освещенность*, которая характеризуется суммар-



ным действием прямой, рассеянной и отраженной радиации. При прочих равных условиях освещенность возрастает с увеличением отраженной радиации. Например, энергетическая освещенность солнечной радиации, отраженной от поверхности снега, в несколько раз больше, чем отраженной от поверхности почвы, что обуславливает высокую освещенность над снегом, которая может вызвать временную потерю зрения (снежная слепота).

Освещенность измеряется в люксах (лк). В ясную погоду летом интенсивность суммарной радиации, равная  $700 \text{ Вт/м}^2$ , соответствует освещенности  $62 \times 10^3 \text{ лк}$  при высоте Солнца  $10^\circ$  и  $70 \times 10^3 \text{ лк}$  при высоте  $40^\circ$ . Это возрастание освещенности обусловлено увеличением отраженной радиации. В продолжение дня освещенность также меняется в значительных пределах в зависимости от облачности и запыленности атмосферы.

**Длинноволновое излучение Земли и атмосферы.** Земное излучение  $E_3$  несколько меньше излучения абсолютно черного тела при той же температуре и пропорционально четвертой степени абсолютной температуры земной поверхности. Оно выражается уравнением:

$$E_3 = \delta \sigma T^4$$

где  $\delta$  – относительная излучательная способность, показывающая, какую долю излучения абсолютно черного тела ( $\sigma T^4$ ) составляет его излучение. Для разных поверхностей эта величина различна (табл. 7).

Величина  $\sigma$  называется постоянной Стефана – Больцмана. Она равна  $5,67 \times 10^8 \text{ Вт/(м}^2 \times \text{К}^4)$ .

Таблица 7 – Относительная излучательная способность  $\delta$  разных поверхностей

Вид поверхности	$\delta$	Вид поверхности	$\delta$
Чернозем	0,87	Вода	0,96
Песок	0,89	Снег	0,995
Луг	0,94		

Излучение земной поверхности происходит непрерывно. Чем выше температура излучающей поверхности, тем интенсивнее ее излучение. Также непрерывно происходит излучение атмосферы, которая, поглощая часть солнечной радиации и излучения земной поверхности, сама излучает длинноволновую радиацию.

В умеренных широтах при безоблачном небе излучение атмосферы составляет  $280\text{--}350 \text{ Вт/м}^2$ , а в случае облачного неба оно на  $20\text{--}30\%$  больше. Около  $62\text{--}64\%$  этого излучения направлено к земной поверхности. Приход его на земную поверхность составляет встречное излучение атмосферы  $E_a$ .

Разность этих двух потоков характеризует потерю лучистой энергии деятельным слоем. Эту разность называют *эффективным излучением*  $E_{эф}$ . Приближенно оно выражается уравнением:

$$E_{эф} = E_3 - E_a$$

Эффективное излучение деятельного слоя зависит от его температуры, от температуры и влажности воздуха, а также от облачности. С повышением температуры земной поверхности  $E_{эф}$  увеличивается, а с повышением температуры и влажности воздуха уменьшается. Особенно влияют на эффективное излучение облака, так как капли облаков излучают почти так же, как и деятельный слой Земли. Если облака плотные и температура их близка к температуре деятельного слоя, то  $E_3 \approx E_a$  и тогда  $E_3 \approx 0$ . В среднем эффективное излучение ночью и днем при ясном небе в разных пунктах земной поверхности изменяется в пределах 70–140 Вт/м<sup>2</sup>.

Суточный ход эффективного излучения характеризуется максимумом в 12–14 ч и минимумом перед восходом Солнца. Максимум достигает 210–280 Вт/м<sup>2</sup>. Годовой ход эффективного излучения в районах с континентальным климатом характеризуется максимумом в летние месяцы и минимумом в зимние. В районах с морским климатом годовой ход эффективного излучения выражен слабее, чем в районах, расположенных в глубине континента.

Излучение земной поверхности поглощается водяным паром и углекислым газом, содержащимися в воздухе. Но коротковолновую радиацию Солнца атмосфера в значительной степени пропускает. Это свойство атмосферы называется «оранжерейным эффектом», поскольку атмосфера при этом действует подобно стеклам в теплицах: стекло хорошо пропускает солнечные лучи, нагревающие почву и растения в теплице, но плохо пропускает во внешнее пространство тепловое излучение нагретой почвы. Расчеты показывают, что при отсутствии атмосферы средняя температура деятельного слоя Земли была бы на 38° С ниже фактически наблюдающейся и Земля была бы покрыта вечным льдом.

**Уравнение радиационного баланса.** Радиационный баланс земной поверхности складывается из приходящей прямой и рассеянной радиации, а также встречного излучения атмосферы. Расходную часть баланса составляют отраженная солнечная радиация и излучение земной поверхности.

Если приход радиации больше расхода, то радиационный баланс положительный и деятельный слой Земли нагревается. При отрицательном радиационном балансе этот слой охлаждается. Радиационный баланс днем обычно положительный, а ночью отрицательный. Примерно за 1–2 ч до захода Солнца он становится отрицательным, а утром, в среднем за 1 ч после восхода Солнца снова делается положительным. Ход радиационного баланса днем при ясном небе близок к ходу прямой радиации.

Изучение радиационного баланса сельскохозяйственных угодий позволяет рассчитывать количество радиации, поглощенной посевами и почвой, в зависимости от высоты Солнца, структуры посева, фазы развития растений. Для оценки разных приемов регулирования температуры и влажности почвы, испарения и других величин определяют радиационный баланс сельскохозяйственных полей при различных типах растительного покрова.

**Методы измерения солнечной радиации и составляющих радиационного баланса.** Для измерения потоков солнечной радиации применяются абсо-

лютные и относительные методы и соответственно разработаны абсолютные и относительные актинометрические приборы. Абсолютные приборы обычно применяют только для тарировки и проверки относительных приборов.

Относительные приборы применяются при регулярных наблюдениях на сети метеостанций, а также в экспедициях и при полевых наблюдениях. Из них наиболее широко используются термоэлектрические приборы: актинометр, пиранометр и альбедометр. Приемником солнечной радиации у этих приборов служат термобатареи, составленные из двух металлов (обычно марганца и константана). В зависимости от интенсивности радиации между спаями термобатареи создается разность температур и возникает электрический ток различной силы, который измеряется гальванометром. Для перевода делений шкалы гальванометра в абсолютные единицы применяются переводные множители, которые определяются для данной пары: актинометрический прибор – гальванометр.

*Актинометр* термоэлектрический (М-3) Савинова – Янишевского служит для измерения прямой радиации, приходящий на поверхность, перпендикулярную к солнечным лучам.

*Пиранометр* (М-80М) Янишевского служит для измерения суммарной и рассеянной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность.

*Альбедометр* – это пиранометр, приспособленный также для измерения отраженной радиации.

*Балансомер* термоэлектрический М-10М. Этот прибор применяется для измерения радиационного баланса подстилающей поверхности.

Кроме рассмотренных приборов, используют также люксметры – фотометрические приборы для измерения освещенности, спектрофотометры, различные приборы для измерения ФАР и т. д. Многие актинометрические приборы приспособлены для непрерывной записи составляющих радиационного баланса.

Важной характеристикой режима солнечной радиации является продолжительность солнечного сияния. Для ее определения служит гелиограф.

В полевых условиях наиболее часто применяются пиранометры, походные альбедометры, балансомеры и люксметры. Для наблюдений среди растений наиболее удобны походные альбедометры и люксметры, а также специальные микропиранометры.

**Географическое распределение суммарной солнечной радиации и радиационного баланса, их климатообразующее значение.** Годовые суммы прихода солнечной радиации возрастают от полюсов к экватору. Однако общий характер этой закономерности нарушается в зависимости от распределения облачности, влажности и запыленности атмосферы. Так, над пустынями, где преобладает ясная погода, приход солнечной радиации значительно больше, чем на тех же широтах в приморских районах.

Наибольшие годовые суммы прихода солнечной радиации наблюдаются на юге Египта – 9200 МДж/м<sup>2</sup>. На этой же широте над океаном они составляют 6700–7550 МДж/м<sup>2</sup>. На территории России годовые суммы солнечной радиации колеблются от 2500 МДж/м<sup>2</sup> на севере до 6700 МДж/м<sup>2</sup>. В июне месячная сумма суммарной радиации на севере России составляет 590–670

МДж/м<sup>2</sup>, а на юге 750–920 МДж/м<sup>2</sup>. Довольно большой приход суммарной радиации на севере, вполне сравнимый с таковым на юге, обусловлен кругло-суточным днем.

Радиационный баланс зависит как от прихода солнечной радиации, так и от альбедо и эффективного излучения подстилающей поверхности. Поэтому радиационный баланс при одинаковой географической широте больше над океаном и меньше над материками. В пределах России годовые суммы радиационного баланса в среднем составляют 500–800 МДж/м<sup>2</sup> на севере и около 2200 МДж/м<sup>2</sup> на юге.

Приход солнечной радиации и радиационный баланс являются важнейшими факторами климата. Они обуславливают широтную термическую зональность, т. е. переход от жаркого климата на экваторе к холодному климату полярных широт. Для объяснения закономерностей формирования климата необходимы знания о приходе и поглощении солнечной энергии и ее последующих преобразованиях на земной поверхности и в атмосфере.

## 2.6. Приход солнечной радиации на различные формы рельефа и посевы

**Влияние ориентации и крутизны склонов на приход солнечной радиации.** Приход прямой радиации на земную поверхность зависит от угла падения солнечных лучей. Приход энергии к поверхности максимален, когда лучи падают на нее под углом 90°. С уменьшением угла падения количество радиации, приходящей на единицу поверхности, уменьшается.

Приход прямой радиации на горизонтальную поверхность  $S'$  находится по формуле:

$$S' = S_{90} \sin h_0,$$

где  $S_{90}$  – приход радиации на поверхность, перпендикулярную к лучам,  $h_0$  – высота Солнца.

Если земная поверхность не горизонтальна, как это большей частью и бывает в природе, то угол падения солнечных лучей на нее зависит уже не только от высоты Солнца, но и от наклона поверхности и от ее ориентировки по отношению к странам света. Например, если  $S_{90} = 840$  Вт/м<sup>2</sup> и  $S_{30} = 420$  Вт/м<sup>2</sup> ( $h_0 = 30^\circ$ ), то склон крутизной 10°, обращенный к северу, в полдень получает 286 Вт/м<sup>2</sup>, а склон такой же крутизны, обращенный к югу, 538 Вт/м<sup>2</sup>, т. е. почти вдвое больше. Первое из этих значений составляет лишь 68%, а второе уже 128% от прихода радиации на горизонтальную поверхность при тех же значениях  $S_{30}$ . Расчеты и наблюдения показывают, что количество солнечной радиации, получаемой северными и южными склонами, значительно различается в течение года и на разных широтах (табл. 8).

С возрастанием полуденной высоты Солнца (максимальная высота 22 июня) разница в приходе радиации между склонами уменьшается. Особенно резко эта разница проявляется весной и осенью. На южных склонах даже при

крутизне всего 3–5° почва прогревается и поспекает на 7–10 дней раньше, чем на северных, снег здесь сходит раньше, что позволяет проводить сев в более ранние сроки. Размещение теплолюбивых культур на южных склонах увеличивает вероятность их созревания в районах с ограниченными ресурсами тепла.

По аналогии с распределением солнечной радиации на склонах различной ориентации изменяется и энергетическая освещенность, создаваемая прямой радиацией, поступающей на различно ориентированные части растений.

Таблица 8 – Отношение средних суточных сумм прямой радиации на северном и южном склонах разной крутизны к суммам на горизонтальной поверхности

Широта, °	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
<b>Крутизна 10°</b>							
<i>Северный склон</i>							
50	0,75	0,86	0,91	0,94	0,93	0,90	0,80
60	0,64	0,80	0,88	0,90	0,88	0,86	0,73
<i>Южный склон</i>							
50	1,22	1,11	1,04	1,01	1,02	1,07	1,14
60	1,34	1,14	1,06	1,07	1,04	1,12	1,21
<b>Крутизна 20°</b>							
<i>Северный склон</i>							
50	0,48	0,70	0,83	0,87	0,85	0,76	0,60
60	0,27	0,60	0,77	0,81	0,80	0,68	0,44
<i>Южный склон</i>							
50	1,38	1,18	1,07	1,02	1,04	1,12	1,28
60	1,65	1,29	1,12	1,04	1,07	1,20	1,42

**Поглощение и распределение солнечной радиации в посевах и теплицах.** Посев представляет собой сложную оптическую систему, перераспределяющую поток солнечной радиации. В плотных посевах высокорослых культур, образующих сомкнутую поверхность (кукуруза на силос, сахарный тростник и др.), 20–25% радиации отражается, а остальная радиация либо поглощается верхним ярусом листьев (преимущественно красные и синие лучи), либо проходит вниз через листовые пластинки, как через фильтр. В несомкнутом посеве при ясном небе прямая и рассеянная радиация проходит до нижних ярусов листьев и даже до поверхности земли.

Основным фактором, определяющим поглощение и пропускание фотосинтетически активной радиации в посевах и насаждениях, является отношение площади листовой поверхности  $L$  к площади поля. Поглощение ФАР посевом возрастает с увеличением  $L$ . Наибольшее поглощение наступает при  $L = 4$ , что соответствует 40 000 м<sup>2</sup> листовой поверхности на 1 га. При  $L > 4$  поглощение практически уже не увеличивается.

Пропускание ФАР зависит также от высоты Солнца и ориентации листьев.

При больших высотах Солнца ( $>35^\circ$ ) прямая радиация сильнее проникает в глубь посева, если ориентация листьев близка к вертикальной, и меньше, если их ориентация приближается к горизонтальной. При малой высоте Солнца пропускание радиации больше при горизонтальном распределении листьев.

Основное ослабление суммарной радиации происходит в верхних слоях посева. При малой высоте Солнца ослабление настолько велико, что верхний слой листьев (20–30 см) почти не пропускает прямую и сильно ослабляет рассеянную радиацию. В основном ослабление радиации в глубине посева происходит за счет ФАР.

В сомкнутом травостое высокостебельных культур к листьям нижних ярусов поступает в полдень в 10–20 раз меньше радиации, чем на верхний ярус листьев. Наряду с этим меняется и спектральный состав радиации. В нижнем ярусе густых посевов преобладает зеленая и дальняя инфракрасная части спектра. Энергетическая освещенность, создаваемая солнечной радиацией, большую часть дня здесь может быть ниже компенсационной точки, которая для многих сельскохозяйственных культур составляет около  $20 \text{ Вт/м}^2$ .

В посевах большинства зерновых культур при ширине междурядий 15 см в фазе колошения ФАР распределяется сравнительно равномерно. При широких междурядьях (от 45 до 90 см) в большую часть вегетационного периода ФАР в посевах распределяется довольно пестро (затенение в рядках и освещенность в междурядьях).

Закономерности распределения солнечной радиации в связи с площадью листовой поверхности необходимо учитывать для создания оптимальной площади листьев, обуславливающей наибольшую продуктивность посева как в поле, так и в теплицах.

Теплицы предназначены для выращивания овощей, плодов, цветов, рассады, когда растения не обеспечены теплом в открытом грунте. Значительное количество теплиц работает на солнечном обогреве.

Радиационный режим в теплицах и парниках существенно отличается от такового в посевах открытого грунта. Стеклопанельная крыша частично отражает и задерживает (около 30%) солнечную радиацию. Часть радиации, проникшей в теплицу, затрачивается на нагревание поверхности почвы и воздуха в теплице (около 30%) и лишь около 40% идет на регуляторные процессы, транспирацию, фотосинтетическую деятельность и другие физиологические процессы. При значительной высоте и густоте растений освещенность среди них снижается от верхнего яруса листьев к нижним. В пасмурную погоду естественное освещение в теплице может быть недостаточным, поэтому используют электрическое освещение ламп, свет которых по спектру близок к дневному.

## 2.7. Значение солнечной энергии для биосферы и пути ее наиболее полного использования в сельском хозяйстве

Солнечная энергия является основным условием существования биосферы и одним из главных климатообразующих факторов. За счет энергии Солн-

ца в атмосфере происходит непрерывное перемещение воздушных масс, что обеспечивает постоянство основного газового состава атмосферы. Это имеет важнейшее значение для животных и растительных организмов. Под действием солнечной радиации испаряется огромное количество воды с поверхности водоемов, почвы, растений. Водяной пар, переносимый ветром с океанов и морей на материки, является основным источником осадков, питающих реки, орошающих поля, сады и леса.

Солнечная энергия – неперенное условие существования зеленых растений. Выдающийся ученый К. А. Тимирязев открыл роль зеленого растения, превращающего в процессе фотосинтеза солнечную энергию в высокоэнергетические органические вещества.

Солнечный свет – незаменимый фактор жизни растений и животных. Живые организмы чутко реагируют на изменение энергетической освещенности, создаваемой солнечным излучением, и изменение его спектрального состава, на продолжительность дня. Благодаря различной реакции на интенсивность освещенности все формы растительности делятся на светолюбивые и теневыносливые. Недостаточная освещенность в посевах обуславливает слабую дифференциацию тканей соломины зерновых культур, что способствует их полеганию. В загущенных посевах кукурузы из-за малой освещенности солнечной радиацией ослабляется образование початков на растениях.

Солнечная радиация влияет на химический состав растений. Например, сахаристость свеклы и винограда, содержание белка в зерне пшеницы тесно связаны с числом солнечных дней. Сахаристость яблок и ряда других плодов связана с интенсивностью освещенности. Количество масла в семенах подсолнечника, льна возрастает с увеличением прихода солнечной радиации. Опыты НИИ овощного хозяйства показали, что уменьшение прихода солнечной радиации затрудняет использование фосфатов и калия томатами.

В естественных условиях использование солнечной радиации для создания органического вещества растительным покровом сравнительно невелико. Поэтому повышение использования солнечной энергии посевами и насаждениями культурных растений *является* важнейшей задачей науки. Для установления степени использования посевами солнечной радиации рассчитываются коэффициенты ( $K_{\text{ПИ}_{\text{ФАР}}}$ ), которые определяются следующим образом. Рассчитывается количество ФАР, пришедшее на единицу площади данного посева (насаждения) за время вегетации ( $\sum Q_{\text{ФАР}}$ ). Далее, в собранной с данной площади сухой массе урожая ( $M$ ) в целом или в хозяйственно ценной ее части определяется количество энергии ( $s$  с помощью коэффициента  $K$ ), заключенной в органическом веществе, созданном в процессе фотосинтеза.

Уравнение для расчета  $K_{\text{ПИ}_{\text{ФАР}}}$  имеет вид:

$$K_{\text{ПИ}_{\text{ФАР}}} = K \times M / \sum Q_{\text{ФАР}}$$

Для большинства производственных посевов этот коэффициент составляет в среднем лишь 1–2%. Для «рекордных посевов»  $K_{\text{ПИ}_{\text{ФАР}}}$  достигает 3–5%. Структура таких посевов должна обеспечивать максимальное поглощение

ФАР, площадь листьев в период ее максимального развития должна достигать примерно 40 000 м<sup>2</sup>/га. Для создания подобных высокопродуктивных посевов требуются оптимальные условия увлажнения и минерального питания.

В горных районах южные склоны можно более полно использовать для возделывания теплолюбивых культур, в том числе и многолетних, имеющих более высокий коэффициент использования солнечной радиации. Повышенный приход солнечной радиации на южных склонах позволяет даже в условиях Крайнего Севера выращивать холодостойкие овощные культуры, а в более южных районах – возделывать ценные теплолюбивые растения.

В плодоводстве создаются типы крон (пальметта, веретено), способствующие оптимальному радиационному режиму в кроне дерева, что повышает урожай и товарные качества плодов.

В районах, где много солнечных дней (не менее 180 в год), в Закавказье, в Крыму, эффективно работают солнечные батареи, энергия которых используется для отопления, опреснения воды, сушки плодов и овощей и т. п.

Для планирования и научно обоснованного ведения сельского хозяйства необходимо знать характеристики радиационного режима данной местности и уметь регулировать его в посевах, насаждениях и теплицах.

### 3. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ

#### 3.1. Процессы нагревания и охлаждения почвы

Солнечная радиация, поглощенная поверхностью суши, преобразуется в тепло. Часть этого тепла затрачивается на нагревание приземного слоя атмосферы, растений, на испарение воды, содержащейся в верхнем слое почвы и в растениях, а часть тепла передается в нижележащие слои почвы. Поскольку приход солнечной радиации неодинаков в течение суток и года, то температура почвы тоже изменяется и иногда в очень широких пределах.

Температурный режим земной поверхности в основном обусловлен радиационным балансом, т. е. зависит от прихода радиации, величины альбедо и эффективного излучения. При положительном радиационном балансе верхний слой почвы нагревается. Если радиационный баланс отрицателен, то верхний слой охлаждается и тогда тепло из глубины почвы поступает к ее поверхности. Это вызывает охлаждение почвы на глубине.

Для процессов нагревания и охлаждения почвы определенное значение имеют также испарение и конденсация водяного пара на ее поверхности. При конденсации выделяется тепло, нагревающее почву, а при испарении тепло затрачивается на этот процесс, поэтому происходит охлаждение почвы.

Приход и расход тепла на земной поверхности характеризуют уравнением теплового баланса, в которое входят следующие основные составляющие: радиационные потоки тепла, алгебраическая сумма которых составляет ради-



ационный баланс  $B$ ; турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой  $P$ ; молекулярный поток тепла между земной поверхностью и нижележащими слоями почвы  $A$ ; поток тепла, связанный с испарением  $LE$ , где  $L$  – скрытая теплота парообразования (около 2,5 тыс. Дж/г),  $E$  – скорость испарения. Уравнение теплового баланса в общем виде:  $B=LE + P + A$ .

На хорошо увлажненных посевах затраты тепла на испарение больше, чем на нагревание почвы и воздуха. Если почва в посевах слабо увлажнена, то радиационное тепло затрачивается в основном на нагревание почвы, растений и воздуха. Составляющие теплового баланса земной поверхности в значительной мере влияют на температурный режим почвы.

Между поверхностью почвы и ее нижележащими слоями происходит непрерывный обмен теплом. *Передача тепла в почве осуществляется в основном за счет молекулярной теплопроводности.* Когда поверхность почвы теплее нижележащих слоев (день, лето), поток тепла направлен от поверхности в глубь почвы. Этот тип распределения температуры в почве называют *типом инсоляции* (положительный радиационный баланс). Когда поверхность почвы холоднее нижележащих слоев, поток тепла направлен из глубины к поверхности. Такой тип распределения температуры в почве называют *типом излучения*. Он наблюдается при отрицательном балансе (зимой, ночью).

Нагревание и охлаждение почвы зависит от ее теплофизических характеристик.

### 3.2. Теплофизические характеристики почвы

Тепловой режим почвы в основном зависит от ее теплоемкости и теплопроводности.

**Теплоемкость почвы.** Различают объемную и удельную теплоемкости почвы. Объемной теплоемкостью  $c_{об}$  называют количество тепла (Дж), необходимое для нагревания 1 м<sup>3</sup> почвы на 1°С. Удельной теплоемкостью  $c_{уд}$  называют количество тепла, требующееся для нагревания 1 кг почвы на 1°С. Объемную теплоемкость выражают в Дж/(м<sup>3</sup>×К), удельную – в Дж/(кг×К).

Между объемной и удельной теплоемкостями существует соотношение:

$$C_{об} = C_{уд} \times d,$$

где  $d$  – плотность почвы (кг/м<sup>3</sup>).

Объемная теплоемкость минеральных частей почвы находится преимущественно в пределах 2,0–2,5 Дж/(м<sup>3</sup>×К), но у воды и воздуха она различается более чем в  $3 \times 10^3$  раз. Поэтому теплоемкость почвы зависит не столько от ее минерального состава, сколько от соотношения воздуха и воды, находящихся в почвенных порах (табл. 9). Теплоемкость почвы, у которой поры заполнены водой, значительно больше теплоемкости сухой почвы. Следовательно, при одинаковом притоке или отдаче тепла сухие почвы нагреваются или охлаждаются больше, чем влажные. В зависимости от увлажнения теплоемкость торфянистых почв меняется в 6 раз, песка в 3,4 раза, глины в 2,4 раза.

Таблица 9 – Теплоемкость и коэффициент теплопроводности составных частей почвы

Составные части почвы	Теплоемкость		Коэффициент теплопроводности, Вт/(м×К)
	удельная, Дж/(кг×К)	объемная, Дж/( м <sup>3</sup> ×К)	
Песок и глина	753,6–963,0	2,05–2,43	0,84–1,26
Торф	2009,7	2,51	0,84
Почвенный воздух	1004,8	0,0013	0,02
Почвенная вода	4186,8	4,19	0,50

**Теплопроводность почвы.** Способность почвы передавать тепло от слоя к слою называется теплопроводностью. Мерой теплопроводности служит коэффициент теплопроводности, численно равный количеству тепла (Дж), проходящему за 1 с через сечение в 1 м<sup>2</sup> слоя толщиной 1 м при разности температур на границах слоя в 1 °С. Теплопроводность зависит от минерального состава почвы, ее влажности и содержания воздуха в порах почвы.

Поскольку коэффициент теплопроводности воздуха в почве почти в 25 раз меньше, чем воды, то и теплопроводность почвы, как и ее теплоемкость, зависит от влажности почвы. При замерзании почвы ее теплопроводность увеличивается, так как теплопроводность льда почти в 4 раза больше теплопроводности воды.

Отношение коэффициента теплопроводности к объемной теплоемкости почвы называется коэффициентом температуропроводности  $K$ :  $K = \lambda / C_{об}$ . Этот коэффициент характеризует скорость распространения тепла в почве.

Сопоставление теплоемкости и коэффициентов теплопроводности и температуропроводности при различной влажности почвы показывает, что теплоемкость с увеличением влажности непрерывно возрастает. Возрастание же коэффициента теплопроводности сначала идет очень быстро, а затем замедляется, так как с увеличением влажности теплопроводность почвы приближается к теплопроводности воды, которая меньше теплопроводности минеральных частей почвы. Коэффициент температуропроводности  $K$  при этом вначале резко возрастает, а затем несколько снижается вследствие совместного влияния теплоемкости и теплопроводности почвы.

Теплофизические характеристики почвы зависят также от ее цвета (темные почвы за счет большего поглощения энергии Солнца нагреваются сильнее, чем светлые), плотности и структуры (пористость, зернистость). С увеличением плотности теплоемкость и теплопроводность сухих почв увеличивается. Разрыхленные почвы в пахотном слое днем теплее, чем плотные, а ночью холоднее, так как первые имеют меньшую теплопроводность. Кроме того, разрыхленная почва имеет большую удельную поверхность, чем плотная, и поэтому днем поглощает больше радиации, а ночью интенсивнее излучает тепло. Полив и осадки, увеличивая теплоемкость почвы и вызывая затраты тепла на испарение, охлаждают почву.

### 3. Измерение температуры почвы

Температура является важнейшей характеристикой теплового состояния среды. В практической метеорологии температуру выражают в Международной практической температурной шкале (МПТШ), т. е. в градусах Цельсия  $t^{\circ}\text{C}$ .

Для измерения температуры почвы применяют жидкостные (ртутные, спиртовые), биметаллические, электрические и другие термометры, конструкция которых зависит от цели наблюдений. Для измерения температуры поверхности почвы используют:

1) напочвенный термометр, называемый срочным ТМ-3, так как им измеряют температуру в определенные сроки наблюдений;

2) максимальный термометр ТМ-1, который показывает наибольшую температуру между сроками наблюдений; 3) минимальный термометр ТМ-2, по которому определяют наименьшую температуру между сроками наблюдений. Эти термометры относятся к типу жидкостных, так как их действие основано на свойстве жидкостей изменять объем в соответствии с изменением температуры. В таких термометрах используется жидкость (ртуть, спирт), помещенная в стеклянный резервуар, соединенный с капиллярной трубкой, противоположный конец которой запаян. Позади капиллярной трубки помещена шкала для отсчета показаний термометра.

На метеорологических станциях упомянутые термометры устанавливают на специальной почвенной площадке с соблюдением следующих правил:

1) площадка для термометров не должна затеняться окружающими предметами,

2) поверхность площадки должна быть оголенной и хорошо разрыхленной,

3) термометры устанавливают строго горизонтально в направлении восток – запад (резервуарами к востоку).

При установке они должны быть по всей длине наполовину углублены в почву.

Температура пахотного слоя почвы измеряется коленчатыми термометрами Савинова ТМ-5. Комплект состоит из четырех термометров, предназначенных для установки на глубинах 5, 10, 15 и 20 см.

По коленчатым термометрам ведут наблюдения только в теплое время года на той же площадке, где измеряют температуру поверхности почвы.

Для походных измерений температуры пахотного слоя применяется термометр-шуп АМ-6. Это термометр, заключенный в металлическую оправу. Резервуар термометра соприкасается с наконечником оправы. На оправе нанесены деления через 1 см, позволяющие устанавливать термометр на заданную глубину (практически до 25 см).

На больших глубинах температуру почвы измеряют почвенно-глубинными (вытяжными) ртутными термометрами ТПВ-50. В полный комплект входит восемь вытяжных термометров, устанавливаемых на глубинах 20, 40, 60, 80, 120, 160, 240 и 320 см. Установка термометров стационарная, рассчитанная на много лет. На месте установки сохраняется естественный растительный и снежный покров.

В настоящее время вместо коленчатых и вытяжных термометров на станциях часто используют дистанционные электрические термометры М-54-1М и М-54-2, позволяющие измерять температуру почвы на разных глубинах непосредственно из служебного помещения.

Для измерения температуры почвы на глубине узла кушения озимых культур в зимний период применяют дистанционный электротермометр АМ-2М-1 для определения температуры в срок наблюдения и максимально-минимальный термометр АМ-17, регистрирующий максимальную, минимальную и срочную температуру. Дистанционность этих приборов позволяет измерять температуру почвы, не нарушая естественных условий.

В последнее время развиваются методы бесконтактного определения температуры поверхности почвы, позволяющие получать осредненные значения температуры для значительных участков земной поверхности.

### 3.4. Суточный и годовой ход температуры почвы

Наблюдения за температурой поверхности почвы и температурой на различной глубине проводятся на некоторых метеорологических станциях уже более 70–80 лет. Обработка этих данных позволила установить закономерности изменения температуры почвы в течение суток и года.

*Изменение температуры почвы в течение суток называется суточным ходом.* Суточный ход температуры имеет обычно один максимум и один минимум. 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 изменения знака и величины радиационного баланса, температура поверхности почвы возрастает, особенно при ясной погоде. Максимум температуры наблюдается около 13 ч, затем температура начинает понижаться, что продолжается до утреннего минимума.

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. Хорошо выраженный и правильный суточный ход наблюдается в теплый период при ясной погоде.

*Изменение температуры почвы в течение года называется годовым ходом.* Обычно график годового хода строится по средним месячным температурам почвы. Годовой ход температуры поверхности почвы определяется в основном различным приходом солнечной радиации в течение года. Максимальные средние месячные температуры поверхности почвы в умеренных широтах северного полушария наблюдаются обычно в июле, когда приток тепла к почве наибольший, а минимальные – в январе-феврале. Разность между максимумом и минимумом в суточном или годовом ходе называется *амплитудой* хода температуры.

## **Факторы, влияющие на амплитуду суточного и годового хода температуры почвы**

На амплитуду суточного хода температуры почвы влияют:

- 1) время года; летом амплитуда наибольшая, зимой – наименьшая;
- 2) географическая широта; амплитуда связана с полуденной высотой Солнца, которая в один и тот же день 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° С;
- 3) рельеф местности; по сравнению с равниной южные склоны нагреваются сильнее, северные слабее, а западные несколько сильнее восточных; соответственно изменяется и амплитуда;
- 4) растительный и снежный покровы; амплитуда суточного хода под этими покровами меньше, чем при их отсутствии;
- 5) теплоемкость и теплопроводность почвы; амплитуда находится в обратной зависимости от теплоемкости и теплопроводности;
- 6) цвет почвы; амплитуда суточного хода температуры поверхности темных почв больше, чем светлых, так как поглощение радиации и ее излучение у темных поверхностей больше, чем у светлых; поверхности сухих и рыхлых почв имеют большую амплитуду, чем поверхности влажных и плотных почв;
- 7) облачность; в пасмурную погоду амплитуда значительно меньше, чем в ясную.

На амплитуду годового хода температуры поверхности почвы влияют те же факторы, что и на амплитуду суточного хода, за исключением времени года. Амплитуда годового хода, в отличие от суточного, возрастает с увеличением широты. В экваториальной зоне она в среднем составляет 2–3° С, а в полярных районах материков превышает 70° С (Якутия).

Амплитуда годового хода температуры оголенной поверхности почвы значительно больше, чем поверхности, покрытой растительностью или снегом.

### **Закономерности распространения тепла в почве**

Суточные и годовые колебания температуры поверхности почвы вследствие теплопроводности передаются в более глубокие ее слои. *Слой почвы, в котором наблюдается суточный и годовое ход температуры, называют активным слоем.* Распространение температурных колебаний в глубь почвы (при однородном составе почвы) происходит в соответствии со следующими законами Фурье.

1. Период колебаний с глубиной не изменяется, т. е. как на поверхности почвы, так и на всех глубинах интервал между двумя последовательными минимумами или максимумами температуры составляет в суточном ходе 24 ч, а в годовом 12 месяцев.

2. Если глубина растет в арифметической прогрессии, то амплитуда уменьшается в геометрической прогрессии, т. е. с увеличением глубины амплитуда быстро уменьшается.

*Слой почвы, температура в котором в течение суток не изменяется, называют слоем постоянной суточной температуры.*

В средних широтах этот слой начинается с глубины 70–100 см. Слой постоянной годовой температуры в средних широтах залегает глубже 15–20 м.

3. Максимальные и минимальные температуры на глубинах наступают позднее, чем на поверхности почвы (табл. 15). Это запаздывание прямо пропорционально глубине. Суточные максимумы и минимумы запаздывают на каждые 10 см глубины в среднем на 2,5–3,5 ч, а годовые на каждый метр глубины запаздывают на 20–30 суток.

Согласно теоретическим расчетам Фурье, глубина, до которой проявляется годовой ход температуры почвы, должна примерно в 19 раз превышать глубину проявления суточных колебаний. В действительности наблюдаются значительные отклонения от теоретических расчетов, и во многих случаях глубина проникновения годовых колебаний оказывается больше расчетной. Это обусловлено различием во влажности почвы по глубинам и во времени, изменением температуропроводности почвы с глубиной и другими причинами.

В северных широтах глубина проникновения годового хода температуры почвы составляет в среднем 25 м, в средних широтах – 15–20 м, в южных – около 10 м.

**Термоизоплеты.** Материалы многолетних наблюдений за температурой почвы на различных глубинах могут быть представлены графически. На таком графике связываются температура почвы, глубина и время. Для построения графика на вертикальной оси откладывают глубины, а на горизонтальной – время (обычно месяцы). На график наносят среднюю месячную температуру почвы на разных глубинах. Затем точки с одинаковой температурой соединяют плавными линиями, которые называют *термоизоплеты*.

Термоизоплеты дают наглядное представление о температуре активного слоя почвы на любой глубине в каждый месяц. Такие проникновения критических температур, повреждающих корневую систему плодовых деревьев графики используют, например, для определения глубины

Мощность мерзлого слоя обязательно учитывается при закладывании дрен в мелиорируемых районах.

## 5. Зависимость температуры почвы от рельефа, растительности и снежного покрова

Рельеф оказывает большое влияние на температурный режим почвы. Степень нагревания и охлаждения почвы в значительной мере зависит от формы рельефа, ориентации склонов и их крутизны. По сравнению с горизонтально расположенными участками южные склоны в северном полушарии получают больше тепла, а северные меньше. В южном полушарии зависимость обратная.

Западные склоны получают от Солнца такое же количество тепла, что и восточные. Однако при прочих равных условиях западные склоны все же теплее, так как на восточных склонах часть тепла затрачивается утром на ис-

парение росы с поверхности почвы и растений, тогда как на западных склонах, освещаемых солнцем в основном после полудня, росы уже нет.

Результаты трехлетних измерений температуры почвы на глубине 80 см в Альпах (Швейцария) на разных склонах холма показывают большое различие в их температуре. В среднем за год разница между северным и южным склонами даже на глубине 80 см составила 3,1° С (табл. 10). На меньших глубинах эта разница еще больше.

Таблица 10 – Средняя температура почвы (°С) на глубине 80 см в зависимости от ориентации склона

Ориентация	Зима	Лето	Год
С	4,2	15,3	9,5
СВ	4,4	17,0	10,6
В	4,0	18,6	11,3
ЮВ	5,1	19,7	12,6
Ю	5,3	19,3	12,6
ЮЗ	6,6	18,8	12,7
З	5,5	18,5	12,2
СЗ	4,5	16,0	10,2
Среднее	5,0	17,8	11,5

Оголенная почва на склонах прогревается сильнее, чем покрытая растительностью. Например, наблюдения на южном и северном склонах крутизной 20–22° на оголенной и покрытой растительностью почве под Ленинградом показали, что разность температур на глубине 10 см между северным и южным склонами достигает 16° С на оголенном участке и только 7° С на неоголенном (табл. 11).

Таблица 11 – Разности температур почвы (° С) южного и северного склонов на глубине 10 см в июле (крутизна 20–22°)

Поверхность почвы	Часы			
	10	12	14	16
Оголенная	8,4	11,8	16,1	15,7
Покрытая травой	3,2	4,3	6,2	7,4

Растительный покров затеняет поверхность почвы, поглощая значительную часть приходящей солнечной радиации. Но в то же время он уменьшает охлаждение почвы, вызываемое ее эффективным излучением. Все же в целом почва под растительным покровом летом холоднее, чем оголенная, а зимой теплее. Под паром летом пахотный слой почвы на 5–6° С теплее, чем такой же слой под полевыми культурами. Особенно влияет на температуру почвы лес. Средняя годовая температура почвы в лесу на глубине 1 м на 1–2° С ни-

же, чем в поле. Летом почва в лесу на глубине 20 см на 5–6° С холоднее, чем на безлесном участке.

Тепловой режим почвы в зимний период в значительной мере обусловлен снежным покровом. Теплопроводность снега очень мала, что снижает теплообмен между почвой и атмосферой. Таким образом, снежный покров предохраняет почву от глубокого промерзания и резких колебаний температуры. Поэтому глубина промерзания почвы уменьшается с увеличением высоты снежного покрова.

Защитное действие снега особенно важно для озимых, многолетних трав и плодово-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.

Таблица 12 – Разность температур воздуха и почвы на 1 см высоты снежного покрова (по А. М. Шульгину)

Высота снежного покрова, см	Разность температур воздуха и почвы, °С	Высота снежного покрова, см	Разность температур воздуха и почвы, °С
0–10	1,1	41–50	0,3
11–20	0,7	51–60	0,2
21–30	0,6	61–70	0,1
31–40	0,4	71–80	0,1

Разность температур воздуха и почвы на этой глубине увеличивается примерно на 1° С на каждый сантиметр снежного покрова до высоты 10 см. При большей высоте снега эта разность уменьшается (табл. 12). Теплозащитное действие снега можно рассчитать по слоям и определить разность минимальных температур воздуха и почвы при любой высоте снежного покрова.

### 3.6. Замерзание и оттаивание почвы и водоемов

Замерзание почвы происходит при отрицательной температуре. Почвенная влага содержит различные соли, поэтому почва замерзает не при 0 °С, а при –0,5...–1,5 °С. Промерзание начинается с верхних слоев и в течение зимы распространяется глубже.

Глубину промерзания почвы обуславливают: 1) суровость и продолжительность зимы; 2) высота снежного покрова; 3) растительный покров: на оголенных участках почва промерзает глубже, чем, например, в лесу; 4) тепловые свойства почвы; 5) влажность почвы: сухие почвы промерзают на большую глубину, 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.



Глубина промерзания и оттаивания почвы на метеостанциях определяется мерзлотомером Данилина (МД-50). Мерзлотомер Данилина дает глубину проникновения в почву нулевой изотермы. Мощность замерзшего слоя почвы обычно несколько меньше. Разность между двумя этими величинами зависит от механического состава и влажности почвы. Она значительна для сухих песчаных почв и мала для тяжелых влажных почв.

Нагревание и охлаждение водоемов происходит иначе, чем почвы. Теплоемкость воды в 3-4 раза больше теплоемкости почвы. Кроме того, вода пропускает в глубину большое количество солнечной радиации и поэтому прогревается на несколько метров. Но главной причиной различия является неодинаковый механизм передачи тепла. Если в почве теплопроводность в основном молекулярная, то в перемешивающейся воде – турбулентная. Поэтому перенос тепла в водоемах в тысячи раз интенсивнее, чем в почве.

Амплитуда суточного и годового хода температуры поверхности водоемов при одинаковых условиях (широта, время года, облачность и др.) значительно меньше, чем поверхности почвы. Суточные колебания температуры поверхности больших озер не превышают  $5^{\circ}\text{C}$ , а поверхности океанов составляют лишь  $0,1 - 0,5^{\circ}\text{C}$ . Годовые колебания температуры поверхности озер в средних широтах составляют  $15-25^{\circ}\text{C}$ , а поверхности океанов  $5-7^{\circ}\text{C}$ .

Большие водные бассейны (моря, крупные озера, водохранилища) способствуют смягчению климата прибрежных районов.

Вечная (многолетняя) мерзлота. 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 150–300 м.

Территория, занятая вечной мерзлотой, охватывает значительную часть Канады, почти всю Аляску и Гренландию, а в России она превышает 10 млн. км<sup>2</sup>, распространяясь от Кольского полуострова на западе до Дальнего Востока. На юг вечная мерзлота особенно далеко распространяется в Забайкалье, переходя местами на территорию Монгольской Народной Республики. Южная граница вечной мерзлоты в основном совпадает с изотермой средней годовой температуры воздуха  $-2^{\circ}\text{C}$ .

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, и слой мерзлоты, задерживая просачивание талых вод, способствует поддержанию необходимой растениям, а местами и избыточной влажности почвы. Этим объясняется заболоченность тундры.

Для промышленного и сельскохозяйственного строительства в районах вечной мерзлоты разработана специальная технология.

Вопрос о происхождении вечной мерзлоты исследован еще недостаточно. Предполагается, что она образовалась в ледниковый период. В районах про-

мышленного освоения наблюдается некоторое разрушение вечной мерзлоты. В настоящее время все чаще это явление называют не вечной, а многолетней мерзлотой.

### 3.7. Значение температуры почвы для сельского хозяйства. Методы оптимизации температурного режима почв

**Влияние температуры почвы на растения.** Температура почвы является одним из важнейших факторов жизни растений, и почвенных микроорганизмов. Прорастание семян начинается только при прогревании почвы до определенных значений, свойственных данному виду растений. Скорость прорастания семян возрастает с повышением температуры почвы, 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° С дают всходы через 21 день, а при температуре 18° С – через 8–9 дней. Кущение многих злаков наиболее интенсивно происходит при температуре 15–20° С.

Пониженная температура в зоне корней задерживает рост подземных органов. Опыты, проведенные А. И. Коровиным в Карелии (Петрозаводск, 1960 г.), показали, что подогрев почвы в открытом грунте до 20–24° С повысил урожай холодостойких культур в 2 раза, теплолюбивых в 2–3 раза по сравнению с необогреваемой почвой. Охлаждение почвы до 6–10° С для холодостойких и 10–14° С для теплолюбивых культур снижало урожай в 2–3 раза.

Снижение температуры почвы на глубине узла кущения озимых ниже критических значений (–16 ... –18°С для большинства сортов озимой пшеницы, –22 ... –25° С для ржи) вызывает их вымерзание. Наоборот, длительное нахождение озимых под снегом при температуре на глубине узла кущения, близкой к 0° С, вызывает гибель растений от выпревания.

Высокая температура почвы (выше оптимальной) действует на растения отрицательно, вызывая замедление развития семян. При высокой температуре почвы происходит вырождение картофеля, что приводит к получению недоброкачественных клубней.

Тесно связаны с температурным режимом также распространение и вредоносность болезней и вредителей сельскохозяйственных растений. Так, у ряда теплолюбивых культур (кукуруза, хлопчатник) болезни проростков и повреждение семян плесенью проявляются при низких температурах (в холодные вёсны), когда термические условия неблагоприятны для растений.

Вредители растений, личинки которых находятся в почве, в зависимости от температуры могут причинить больший или меньший вред. Например, проволочники (личинки жука щелкуна) при невысокой температуре почвы поднимаются в ее верхние слои и повреждают семена, проростки и корни кукурузы. При повышении температуры проволочники уходят в нижние, менее прогретые горизонты почвы.

Температура почвы оказывает большое влияние и на процесс поглощения рас-

тениями элементов минерального питания, т. е. на эффективность удобрений. Так, поступление в растения азота и фосфора при температуре почвы 5° С почти в 3 раза меньше, чем при температуре 20° С. Выдающийся ученый Д. Н. Прянишников в монографии «Агрохимия» (1952 г.) отмечал, что температура почвы, кроме прямого влияния на деятельность корневой системы, играет большую роль в биологических и химических процессах, определяющих направление и скорость превращения питательных веществ в почве. Усиление жизнедеятельности микроорганизмов, использование азота и фосфора возрастает с повышением температуры почвы. Широкое применение удобрений и средств борьбы с вредителями и болезнями растений вызывает необходимость учета температуры почвы для наиболее эффективного их использования. Приведенные примеры указывают также на необходимость учета информации о температурном режиме почвы для правильной оценки условий, в которых произрастают сельскохозяйственные растения.

**Оптимизация температурного режима почвы.** Улучшение температурного режима почвы может быть осуществлено следующими способами:

- 1) изменением теплообмена между почвой и воздухом при помощи различных теплоизоляции;
- 2) изменением радиационных свойств почвы (ее альбедо) путем рыхления, изменения цвета поверхности почвы и др.;
- 3) увлажнением или осушением почвы, вследствие чего меняется расход тепла на испарение и почва соответственно охлаждается или нагревается.

Температурный режим почвы в разных климатических зонах регулируется для различных целей. На севере целесообразно повышать температуру почвы, особенно весной, чтобы раньше произвести посев и посадку и создать наиболее благоприятные условия для прорастания, укоренения и развития растений. На юге, наоборот, избыточное количество тепла может угнетать растения. Поэтому здесь целесообразно применять приемы, направленные на понижение температуры поверхности и пахотного слоя почвы.

В районах вечной мерзлоты, по исследованиям П. И. Колоскова, снятие дернины и распашка приводят к повышению температуры почвы и снижению уровня мерзлоты. Зимой в этих целях организуется снегозадержание, способствующее уменьшению охлаждения почвы. В Заполярье (в районе Воркуты) снятие торфяного покрова увеличивает температуру почвы в среднем за теплый период на 0,5–1,0 °С.

Различные виды обработки почвы по-разному влияют на ее температурный режим. Рыхление почвы на глубину 2–4 см снижает температуру в слое 3–5 см на 1–3 °С (летом больше, чем весной), а прикатывание повышает температуру на 1–2 °С.

Температуру почвы можно регулировать также путем мульчирования, т. е. покрытия ее поверхности торфом, соломой, битумной эмульсией и др. В зависимости от цвета мульчи температура почвы уменьшается или увеличивается. Например, средняя месячная максимальная температура почвы на глубине 3 см в июле на контрольном немulьчированном участке составила 32,0 °С, на участке, посыпанном каменноугольной пылью, 36,2 °С, а на по-

сыпанном известью – только 25,6 °С. В засушливые жаркие годы под мульчей из соломы влажность почвы на 6–7% выше, а температура в дневные часы на 6–7°С ниже, чем на немulчированном участке.

Для повышения температуры светлые почвы зачерняют торфяной мульчей, битумной эмульсией. Зачернение снижает альбедо сухих глинистых почв в ясные дни с 20 до 5% и увеличивает поглощение радиации на 15%. В темноокрашенных почвах увеличивается содержание нитратов, подвижного фосфора и калия, что способствует лучшему развитию растений.

Полиэтиленовые прозрачные пленки, используемые для уменьшения теплообмена между почвой и воздухом, способствуют повышению температуры и влажности верхнего слоя почвы. В высокогорных районах Грузии под пленкой температура на глубине 10 см днем на 8–10 °С выше, чем на контрольном участке. В холодных парниках (без навоза), закрытых стеклянными рамами, температура почвы повышается на 5–6 °С.

Одним из способов повышения температуры почвы является создание гребней и гряд, что увеличивает площадь деятельного слоя на 20–25%, повышает поглощение солнечной радиации, уменьшает влажность почвы. По данным опыта в Хибинах, температура почвы в гребнях в среднем за период вегетации на 2–3 °С выше, чем на ровном поле.

Большое влияние на температуру почвы оказывает орошение. Опыты в Херсоне и Тирасполе показали, что на орошаемых участках после полива температура почвы ниже, чем на богарных. На поверхности почвы понижение составляло 16–19 °С, на глубине 10 см 5–7 °С, а на глубине 20 см 2–3 °С. Дренаживание заболоченных участков в летние месяцы повышает температуру пахотного слоя почвы, особенно ее поверхности.

Некоторое понижение температуры почвы наблюдается под влиянием лесных полос, за счет более мощного травостоя и повышенной влажности почвы в межполосных пространствах по сравнению с открытыми полями.

В настоящее время перечисленные методы регулирования и оптимизации температурного режима почвы все шире применяются в сельскохозяйственном производстве.

## 4. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОЗДУХА

### 4.1. Процессы нагревания и охлаждения воздуха

Распределение температуры в атмосфере определяется главным образом ее теплообменом с земной поверхностью и поглощением солнечной радиации. Нижние слои атмосферы поглощают солнечную радиацию значительно слабее, чем верхние. Основным источником нагревания тропосферы, особенно ее нижних слоев, является тепло деятельной поверхности Земли. В дневные часы, когда радиационный баланс деятельной поверхности положителен, поверхность суши становится теплее воздуха, и тепло от нее передается воз-

духу. Ночью она вследствие эффективного излучения становится холоднее воздуха и охлаждает прилегающий к ней слой атмосферы.

Перенос тепла между деятельной поверхностью и атмосферой и перенос его в атмосфере осуществляют следующие процессы.

**Тепловая конвекция** – перенос объемов воздуха по вертикали, возникающий при неравномерном нагревании различных участков поверхности. Над более прогретыми участками воздух становится теплее, а потому он легче окружающего и поднимается. Пространство, в котором ранее находился поднимающийся объем теплого воздуха, занимает окружающий более холодный воздух. Он в свою очередь тоже прогревается и поднимается. Так образуется поток воздуха, переносящий тепло от деятельного слоя Земли в верхние слои тропосферы. Над сушей тепловая конвекция возникает днем, а над морем – ночью и в холодное время года, когда водная поверхность теплее прилегающих слоев атмосферы.

**Турбулентность** – вихревое хаотическое движение небольших объемов воздуха в общем потоке ветра. Оно происходит вследствие непрерывного движения воздуха, отдельные объемы которого имеют различную скорость. С увеличением скорости движения воздуха турбулентность усиливается, образуются вихри различных размеров, вызывающие порывистость ветра. Следствием турбулентного характера движения является вертикальное и горизонтальное перемешивание воздуха в потоке ветра и интенсивный перенос тепла. Турбулентный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой в тысячи раз интенсивнее молекулярного.

**Молекулярный теплообмен** – обмен теплом между деятельной поверхностью и прилегающим слоем атмосферы за счет молекулярной теплопроводности неподвижного воздуха. Поскольку коэффициент молекулярной теплопроводности воздуха очень мал, то очень мало и значение этого теплообмена по сравнению с двумя предыдущими процессами.

**Радиационная теплопроводность** – перенос тепла потоками длинноволновой радиации деятельной поверхности и атмосферы. Действие этих потоков в нижних слоях атмосферы проявляется преимущественно ночью, когда солнечная радиация не поступает, турбулентность ослаблена, а тепловая конвекция отсутствует.

**Конденсация (сублимация)** водяного пара, поступающего с земной поверхности в атмосферу. При конденсации выделяется тепло, нагревающее воздух, особенно более высокие слои атмосферы, в которых образуются облака.

Из перечисленных процессов теплообмена основное значение имеют турбулентный теплообмен и тепловая конвекция. Но температура воздуха в данном месте может изменяться еще и в результате адвекции, т. е. передвижения воздушных масс в горизонтальном направлении. Если происходит вторжение воздушной массы, имеющей более высокую температуру, чем воздух, ранее находившийся в данном месте, то происходит адвекция тепла, если же вторгаются более холодные массы – адвекция холода. Адвекция холода весной и

осенью опасна для сельскохозяйственных культур, так как может обусловить губительное для растений понижение температуры.

Нагревание и охлаждение воздуха в значительной мере зависит от свойств деятельного слоя Земли. Над поверхностью суши воздух днем теплее, а ночью холоднее, чем над морем. На суше заметные различия в температуре воздуха создаются над разными участками деятельного слоя (поле, луг, болото, лес и др.). Влияние деятельного слоя на температуру воздуха убывает с высотой.

## 2. Измерение температуры воздуха

Температуру воздуха измеряют различными термометрами. На метеорологических станциях применяют термометры:

- 1) психрометрический – для определения температуры воздуха в срок наблюдений,
- 2) максимальный,
- 3) минимальный.

Все термометры помещают в психрометрической будке, защищающей их от прямой и отраженной солнечной радиации, а также от осадков, сильных порывов ветра и др.

Термометры устанавливают в будке на металлическом штативе. Психрометрические термометры укрепляют вертикально (резервуары термометров должны устанавливаться на высоте 2 м над земной поверхностью). Максимальный термометр укладывают почти горизонтально с небольшим наклоном в сторону резервуара, минимальный термометр – строго горизонтально. Их располагают резервуарами к востоку.

Зимой при температурах ниже  $-20^{\circ}\text{C}$  рядом с сухим психрометрическим термометром укрепляют дополнительно спиртовой термометр. Так как ртуть замерзает при температуре  $-38,9^{\circ}\text{C}$ , то при температуре ниже  $-36^{\circ}\text{C}$  отсчеты производят по спиртовому термометру.

При отсчете показаний по термометрам глаз наблюдателя должен находиться на уровне мениска ртути. Сначала отсчитывают десятые доли, затем целые градусы. По термометрам, установленным в будке, определяют температуру воздуха в сроки наблюдений, а также максимальную и минимальную его температуру в интервалах между сроками.

Для непрерывной записи температуры воздуха служит термограф, который помещают в жалюзийной будке для самописцев.

В полевых условиях температура воздуха измеряется аспирационным психрометром, для дистанционных измерений температуры воздуха широко используются электрические термометры сопротивления.

В посевах и насаждениях температура воздуха должна измеряться без нарушения травостоя. Поэтому необходимы дистанционные приборы с малогабаритной приемной частью. Однако в посевах крупностебельчатых растений (подсолнечник, кукуруза, конопля и др.) можно использовать и обычные термометры, устанавливаемые на разной высоте в специальных защитах,

экранирующих резервуары от солнечных лучей. Температуру среди растений можно измерить также аспирационными психрометрами.

Для одновременного измерения температуры листа и воздуха созданы электротермометры, приемной частью которых являются микрошарики или иглы, одна из которых соприкасается с листом, а другая находится в воздухе. Шкала регистрирующего устройства оцифрована в градусах. Переключателем поочередно измеряют температуру листа и воздуха.

#### 4.3. Изменение температуры воздуха с высотой

Распределение температуры в атмосфере по вертикали положено в основу деления атмосферы на пять основных слоев. Для сельскохозяйственной метеорологии наибольший интерес представляют закономерности изменения температуры в тропосфере, особенно в ее приземном слое.

**Вертикальный градиент температуры.** Изменение температуры воздуха на 100 м высоты называется вертикальным градиентом температуры (ВГТ). ВГТ выражается формулой:

$$\text{ВГТ} = t_n - t_6 / z_b - z_n \times 100,$$

где  $t_n - t_6$  – разность температур воздуха на нижнем и верхнем уровнях (°С);  $z_b - z_n$  – разность высот (метры).

Если  $t_6 < t_n$ , значит, температура воздуха уменьшается с увеличением высоты и ВГТ положителен. Такое распределение температуры с высотой наиболее характерно для тропосферы в целом. Если  $t_6 > t_n$ , то имеет место *температурная инверсия* (возрастание температуры с высотой) и ВГТ отрицателен. Если  $t_6 = t_n$ , то ВГТ = 0°С/100 м. Такое распределение температуры, при котором она не изменяется с высотой, называют *изотермией*.

ВГТ зависит от ряда факторов: времени года (зимой он меньше, летом больше), времени суток (ночью меньше, днем больше), расположения воздушных масс (если на каких-либо высотах над холодным слоем воздуха располагается слой более теплого воздуха, то ВГТ меняет знак на обратный). Среднее значение ВГТ в тропосфере составляет около 0,6°С/100 м.

В приземном слое атмосферы ВГТ зависит от времени суток, погоды и от характера подстилающей поверхности. Днем ВГТ почти всегда положителен, особенно летом над сушей, но при ясной погоде он в десятки раз больше, чем при пасмурной. В ясный полдень летом температура воздуха у поверхности почвы может на 10 °С и более превышать температуру на высоте 2 м. Вследствие этого ВГТ в данном двухметровом слое в пересчете на 100 м составляет более 500°С/100 м. Ветер уменьшает ВГТ, поскольку при перемешивании воздуха его температура на разных высотах выравнивается. Уменьшают ВГТ облачность и осадки. При влажной почве резко снижается ВГТ в приземном слое атмосферы. Если оголенной почвой (паровое поле) ВГТ больше, чем над развитым посевом или лугом. Зимой над снежным покровом ВГТ в приземном слое атмосферы невелик и нередко отрицателен.

С высотой влияние подстилающей поверхности и погоды на ВГТ ослабевает и ВГТ уменьшается по сравнению с его значениями в приземном слое воздуха. Выше 500 м затухает влияние суточного хода температуры воздуха. На высотах от 1,5 до 5–6 км ВГТ находится в пределах  $0,5\text{--}0,6^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ . На высоте 6–9 км ВГТ возрастает и составляет  $0,65\text{--}0,75^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ . В верхнем слое тропосферы ВГТ снова уменьшается до  $0,5\text{--}0,2^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ .

Данные о ВГТ в различных слоях атмосферы используют при составлении прогнозов погоды, при метеорологическом обслуживании реактивных самолетов и при выводе спутников на орбиту, а также при определении условий выброса и распространения промышленных отходов в атмосфере. Отрицательный ВГТ в приземном слое воздуха ночью весной и осенью указывает на возможность заморозка.

**Распределение температуры воздуха по вертикали.** Распределение температуры в атмосфере с высотой называют *стратификацией атмосферы*. От стратификации атмосферы зависит ее устойчивость, т. е. возможность перемещения отдельных объемов воздуха в вертикальном направлении. Такие перемещения больших объемов воздуха происходят почти без обмена теплом с окружающей средой, т. е. *адиабатически*. При этом изменяется давление и температура перемещаемого объема воздуха. Если объем воздуха движется вверх, то он переходит в слой с меньшим давлением и расширяется, в результате чего его температура понижается. При опускании воздуха происходит обратный процесс.

Изменение температуры воздуха, ненасыщенного паром (см. раздел 5.1), составляет  $0,98^\circ \text{C}$  при адиабатическом перемещении по вертикали на 100 м (практически  $1,0^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ ). Когда  $\text{ВГТ} < 1,0^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ , то поднимающийся под влиянием внешнего импульса объем воздуха при охлаждении на  $1^\circ \text{C}$  на высоте 100 м будет холоднее окружающего воздуха и как более плотный начнет опускаться в исходное положение. Такое состояние атмосферы характеризует *устойчивое равновесие*.

При  $\text{ВГТ} = 1,0^\circ \text{C}/100 \text{ м}$  температура поднимающегося объема воздуха на всех высотах будет равна температуре окружающего воздуха. Поэтому объем воздуха, искусственно поднятый на некоторую высоту и затем предоставленный самому себе, не будет далее ни подниматься, ни опускаться. Такое состояние атмосферы называют *безразличным*.

Если  $\text{ВГТ} > 1,0^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ , то поднимающийся объем воздуха, охлаждаясь на каждые 100 м только на  $1,0^\circ \text{C}$ , на всех высотах оказывается теплее окружающей среды, и потому возникшее вертикальное движение продолжается. В атмосфере создается *неустойчивое равновесие*. Такое состояние возникает при сильном нагревании подстилающей поверхности, когда ВГТ растет с высотой. Это способствует дальнейшему развитию конвекции, которая распространяется примерно до той высоты, на которой температура поднимающегося воздуха становится равной температуре окружающей среды. При большой неустойчивости возникают мощные кучево-дождевые облака, из которых выпадают опасные для посевов ливни и град.



В умеренных широтах северного полушария температура у верхней границы тропосферы, т. е. на высоте около 10–12 км, в течение всего года составляет около  $-50^{\circ}\text{C}$ . На высоте же 5 км она в июле изменяется от  $-4^{\circ}\text{C}$  (на  $40^{\circ}$  с. ш.) до  $-12^{\circ}\text{C}$  (на  $60^{\circ}$  с. ш.), а в январе на этих же широтах и той же высоте она составляет  $-20$  и  $-34^{\circ}\text{C}$  соответственно (табл. 13). В еще более низком (пограничном) слое тропосферы температура еще больше различается в зависимости от географической широты, времени года и характера подстилающей поверхности.

Таблица 13 – Среднее распределение температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) по высоте в тропосфере в январе и июле над  $40$  и  $60^{\circ}$  с.ш.

Высота, км	$40^{\circ}$ с. ш.		$60^{\circ}$ с. ш.	
	I	VII	I	VII
1	4	20	-16	12
3	-12	7	-20	0
5	-20	-4	-34	-12
10	-52	-36	-56	-48

Для сельского хозяйства важнейшее значение имеет температурный режим нижней части приземного слоя атмосферы, примерно до высоты 2 м, где находится большинство культурных растений и обитают сельскохозяйственные животные. В этом слое вертикальные градиенты почти всех метеорологических величин очень велики по сравнению с другими слоями. Как уже указывалось, ВГТ в приземном слое атмосферы обычно во много раз превышает ВГТ в остальной тропосфере. В ясные тихие дни, когда турбулентное перемешивание ослаблено, разность температур воздуха у поверхности почвы и на высоте 2 м может превышать  $10^{\circ}\text{C}$ . В ясные тихие ночи температура воздуха до определенной высоты возрастает (инверсия) и ВГТ становится отрицательным.

Следовательно, имеются два типа распределения температуры по вертикали в приземном слое атмосферы. Тип, при котором температура поверхности почвы наибольшая, а от поверхности понижается как вверх, так и вниз, называют *инсоляционным*. Он наблюдается днем, когда поверхность почвы нагревается прямой солнечной радиацией. Обратное распределение температуры называют *радиационным* типом, или типом *излучения*. Этот тип наблюдается обычно ночью, когда поверхность охлаждается в результате эффективного излучения и от нее охлаждаются прилегающие слои воздуха.

**Инверсии температуры воздуха.** Возрастание температуры воздуха с высотой называют *инверсией*. В зависимости от условий образования инверсий в приземном слое атмосферы их подразделяют на радиационные и адвективные.

1. *Радиационные инверсии* возникают при радиационном выхолаживании земной поверхности. Такие инверсии в теплый период года образуются ночью, а зимой наблюдаются также и днем. Поэтому радиационные инверсии подразделяют на ночные (летние) и зимние.

Ночные инверсии начинают образовываться при ясной тихой погоде после перехода радиационного баланса через 0 за час – полтора до захода Солнца. В течение ночи они усиливаются и перед восходом Солнца достигают наибольшей мощности. После восхода Солнца деятельная поверхность и воздух прогреваются, что разрушает инверсию. Высота слоя инверсии чаще всего составляет несколько десятков метров, но при определенных условиях (например, в замкнутых долинах, окруженных значительными возвышенностями) может достигать 200 м и более. Этому способствует сток охлажденного воздуха со склонов в долину. Облачность ослабляет инверсию, а ветер скоростью более 2,5–3 м/с разрушает ее. Под пологом густого травостоя, а также леса летом инверсии наблюдаются и днем.

Ночные радиационные инверсии весной и осенью, а местами и летом могут возникать при снижении температуры поверхности почвы до отрицательных значений (заморозок), что вызывает повреждения многих культурных растений.

Зимние инверсии в ясную тихую погоду в условиях короткого дня, когда охлаждение деятельной поверхности непрерывно увеличивается с каждым днем, могут сохраняться несколько недель. Высота слоя инверсии при этом достигает многих сотен метров. Особенно мощные зимние инверсии образуются в Якутии, где они достигают высоты 2–3 км.

Радиационные инверсии, развитие которых связано с рельефом местности (низины, котловины, овраги), называют орографическими.

2. *Адвективные инверсии* образуются при адвекции (надвижении) теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность, которая охлаждает прилегающие к ней слои надвигающегося воздуха. К этим инверсиям относят также и снежные инверсии. Они возникают при адвекции воздуха, имеющего температуру выше 0° С, на поверхность, покрытую снегом. Понижение температуры в самом нижнем слое в этом случае связано с затратами тепла на таяние снега.

#### 4. Суточный и годовой ход температуры воздуха

Суточный и годовой ход температуры воздуха в приземном слое атмосферы определяется по температуре на высоте 2 м. В основном этот ход обусловлен соответствующим ходом температуры деятельной поверхности. Особенности хода температуры воздуха определяются его *экстремумами*, т. е. наибольшими и наименьшими температурами (максимум и минимум). Разность между этими температурами называют *амплитудой хода температуры* воздуха. Закономерность суточного и годового хода температуры воздуха выявляется при осреднении результатов многолетних наблюдений. Она связана с периодическими колебаниями. Непериодические нарушения суточного и годового хода, обусловленные вторжениями теплых или холодных воздушных масс, искажают нормальный ход температуры воздуха.

Тепло, поглощенное деятельной поверхностью, передается прилегающему

слою воздуха. При этом происходит некоторое запаздывание повышения и понижения температуры воздуха по сравнению с изменениями температуры почвы. При нормальном ходе температуры минимальная температура наблюдается перед восходом Солнца, максимальная отмечается через 2–3 ч после полудня.

Амплитуда суточного хода температуры воздуха над сушей всегда меньше амплитуды суточного хода температуры поверхности почвы и зависит в основном от тех же факторов, т. е. от времени года, географической широты, облачности, рельефа местности, а также от характера деятельной поверхности и высоты над уровнем моря.

Влияние рельефа на амплитуду обусловлено тем, что в вогнутых формах рельефа (замкнутые долины, ложбины, котловины) днем воздух застаивается и прогревается, а ночью охлажденный воздух стекает со склонов на дно. В результате суточные экстремумы температуры воздуха в *вогнутых формах рельефа* выражены более резко по сравнению с равниной. *Выпуклые формы рельефа* (холмы, возвышенности) свободно обдуваются ветром, воздух над ними не застаивается. Днем воздух прогревается меньше, чем в котловине, а ночью, охлажденный, он стекает вниз. Поэтому экстремумы температуры здесь менее выражены. Соответственно амплитуды суточного хода температуры воздуха в вогнутых формах рельефа больше, а над выпуклыми формами рельефа меньше, чем над равниной.

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 морозоопасны.

Деятельная поверхность в зависимости от ее особенностей в различной степени влияет на амплитуду суточного хода температуры воздуха. Над растительным покровом амплитуда меньше, чем над сухой оголенной почвой, еще меньше она над болотами и водоемами.

Характер деятельной поверхности проявляется особенно заметно при сопоставлении суточного хода температуры воздуха над поверхностью океана и суши в глубине континентов. Наибольшие амплитуды наблюдаются в тропических и субтропических пустынях, где они в течение всего года превышают 20° С, нередко достигая 30° С.

В умеренных широтах наименьшие амплитуды наблюдаются зимой, наибольшие – летом. В ясные дни амплитуда значительно больше, чем в пасмурные. Внутри растительного покрова амплитуда суточного хода температуры воздуха уменьшается.

С увеличением высоты над земной поверхностью амплитуда суточного хода температуры воздуха быстро уменьшается. На высоте 1,5–2 км этот ход затухает. Небольшие суточные колебания температуры у верхней границы тропосферы обусловлены поглощением солнечной радиации озоном.

Амплитуда годового хода вычисляется как разность средних месячных температур самого теплого и самого холодного месяцев. *Абсолютной годово-*

*вой амплитудой температуры* называют разность между абсолютным максимумом и абсолютным минимумом температуры воздуха за год, т. е. между самой высокой и самой низкой температурой, наблюдавшейся в течение года. Амплитуда годового хода температуры воздуха в данном месте зависит от географической широты, расстояния от моря, высоты места, от годового хода облачности и ряда других факторов.

В северном полушарии на континентах наибольшая средняя месячная температуры воздуха наблюдается в июле, наименьшая – в январе. Над океанами экстремумы запаздывают: максимальная температура приходится на август, минимальная – на февраль–март. По значению амплитуды и по времени наступления экстремальных температур выделяют четыре типа годового хода температуры воздуха.

**Э к в а т о р и а л ь н ы й** тип характеризуется двумя максимумами – после весеннего и осеннего равноденствия, когда Солнце в полдень находится в зените, и двумя минимумами – после летнего и зимнего солнцестояния. Для этого типа характерна малая амплитуда: над континентами в пределах 5–10° С, а над океанами всего около 1°С.

**Т р о п и ч е с к и й** тип характеризуется одним максимумом – после одним минимумом – после зимнего солнцестояния. Амплитуда увеличивается с удалением от экватора, составляя в среднем 10–20° С над континентами и 5–10° С над океанами.

**Т и п у м е р е н н о г о п о я с а** характеризуется тем, что над материками экстремумы наблюдаются в те же сроки, что и при тропическом типе, а над океанами на месяц позже. Амплитуда возрастает с широтой, достигая над материками 50–60° С, а над океанами 15–20° С.

**П о л я р н ы й** тип аналогичен предыдущему типу, но отличается дальнейшим возрастанием амплитуды, достигающей над океаном и побережьями 25–40° С, а над сушей превышающей 65° С. Общая закономерность в распределении температуры на земном шаре, выражающаяся в возрастании температуры от полюсов к экватору, нарушается вследствие неодинакового нагрева океанов и суши, понижения температуры с высотой местности, наличия теплых и холодных течений в океанах и рядом других факторов. Летом температура воздуха над материками выше, чем над океаном. Зимой распределение обратное.

В северном полушарии, особенно при переходе с океанов на материк, изотермы резко изгибаются, их направление приближается к меридиональному. Зимой такое направление изотерм характерно и для севера России. Здесь температура понижается с запада на восток до Якутии, где в районе Верхоянска – Оймякона расположен полюс холода северного полушария, окруженный изотермой января –50° С. Абсолютный минимум температуры воздуха в Оймяконе достигал –71° С. Второй полюс холода в северном полушарии – в Гренландии (абсолютный минимум –70° С).

В южном полушарии, где преобладает водная поверхность, изотермы проходят более плавно и их направление приближается к широтному. В юж-

ном полушарии самые низкие температуры наблюдаются на ледяном плато Антарктиды. Средняя температура июля во внутриконтинентальных районах достигает  $-70^{\circ}\text{C}$ . Абсолютный минимум температуры воздуха, отмеченный на российской станции Восток, составил  $-89,3^{\circ}\text{C}$  в июле 1983 г. Это полюс холода земного шара.

Летом температура воздуха особенно высока в пустынях. Так, в центральной части Сахары средняя температура июля  $40^{\circ}\text{C}$ . Абсолютный максимум температуры достигал здесь почти  $58^{\circ}\text{C}$ . В долине смерти в Калифорнии (США) была отмечена температура воздуха  $57^{\circ}\text{C}$ .

#### 4.5. Характеристики температурного режима и потребности растений в тепле

При оценке температурного режима большой территории или отдельного места для целей сельского хозяйства, медицины, промышленности, транспорта, строительства применяют характеристики, дающие наиболее полное представление об общем количестве тепла за год или за отдельные периоды (вегетационный период, сезон, месяц и т. д.), а также о годовом и суточном ходе температуры воздуха. Основные из этих характеристик следующие.

**Средние суточные, средние месячные и средние годовые температуры.** Средняя суточная температура есть среднее арифметическое из температур, измеренных во все сроки наблюдений. В настоящее время на метеорологических станциях температуру воздуха измеряют 8 раз в сутки. Суммируя результаты этих измерений и деля сумму на 8, получают среднюю суточную температуру воздуха. Средняя месячная температура есть среднее арифметическое из средних суточных температур за все сутки месяца. Средняя годовая температура – это среднее арифметическое из средних суточных (или средних месячных) температур за весь год.

Средняя годовая температура воздуха дает лишь грубое представление об общем количестве тепла, она не характеризует годовой ход температуры. Так, например, средняя годовая температура на юге Ирландии и в степях Калмыкии одинакова и равна  $10^{\circ}\text{C}$ . Но в Ирландии средняя температура января  $7,1^{\circ}\text{C}$  и всю зиму здесь зеленеют луга, а в степях Калмыкии средняя температура января  $-6,0^{\circ}\text{C}$  и минимальная температура в 50% всех лет ниже  $-27^{\circ}\text{C}$ . Летом в Ирландии прохладно – средняя температура июля  $15^{\circ}\text{C}$ , а в Калмыкии жарко, средняя температура июля  $24^{\circ}\text{C}$ . Максимальная температура воздуха здесь в отдельные дни превышает  $40^{\circ}\text{C}$ . Эти данные обнаруживают разницу между морским климатом (Ирландия) и континентальным (Калмыкии). По мере удаления от моря в глубь континента возрастает экстремальность в ходе температуры воздуха. Характерным является изменение средней температуры воздуха января, июля и годовой амплитуды, что показано в табл. 14, где приведены пункты, расположенные на  $52^{\circ}$  с. ш.

Поэтому для характеристики годового хода температуры в данном месте используют данные о средней температуре самого холодного и самого теплового месяцев.

Таблица 14 – Возрастание континентальности климата вдоль 52° с. ш., выраженное через изменение характеристик температуры воздуха (°С)

Место наблюдения	Долгота	Средняя месячная температура		Средняя годовая температура	Годовая амплитуда
		I	VII		
Валенсия (Ирландия)	10° з.	7	15	10	8
Гютерсло (ФРГ)	8° в.	1	17	9	16
Варшава	21° в.	-5	18	7	23
Курск	36° в.	-10	19	5	29
Оренбург	55° в.	-15	22	3	37
Галкино (Казахстан)	78° в.	-18	20	1	38
Нерчинск	115° в.	-30	23	-2	53

Средние месячные и средние декадные температуры используют для описания температурных условий отдельных периодов. Однако все осредненные характеристики не дают полного представления о суточном и годовом ходе температуры, т. е. как раз об условиях, особенно важных для сельскохозяйственного производства.

**Максимальные и минимальные температуры, амплитуда.** Эти характеристики существенно дополняют сведения о средних температурах. Например, зная минимальную температуру в отдельные месяцы, можно судить об условиях перезимовки озимых культур и плодово-ягодных насаждений, о сроках окончания заморозков весной и начала их осенью. Данные о максимальной температуре зимой показывают частоту оттепелей и их интенсивность, а летом число жарких дней, когда растения и животные угнетены жарой, возможно повреждение зерна в период налива и т. п.

Амплитуда суточного и годового хода температуры характеризует степень континентальности климата. Например, в морском климате Валенсии (Ирландия) амплитуда годового хода температуры составляет всего 7,9° С, а в глубине континента, например в Нерчинске, достигает 53,0° С. Амплитуда суточного хода температуры в континентальном климате достигает 15–20° С; это важный показатель термического режима сельскохозяйственных полей.

**Суммы температур.** В агрометеорологии суммы температур получили широкое применение как показатель, условно характеризующий количество тепла в данной местности за определенный период. Суммы температур как показатель суммарной потребности растений в тепле были введены еще Реумюром (1734 г.).

В России для сельскохозяйственной оценки термических ресурсов климата Г.Т. Селяниновым впервые были использованы суммы активных температур. Они служат показателем обеспеченности теплом периода активной вегетации сельскохозяйственных культур в умеренном поясе. Суммы активных температур складываются из средних суточных температур выше 10° С.

М.И. Будыко установил, что имеется тесная связь между годовой суммой ак-

тивных температур и годовой суммой радиационного баланса. Изучение распределения сумм активных температур по земному шару позволило уточнить термические ресурсы различных климатических зон для целей сельского хозяйства.

Для выражения потребности растений в тепле применяются также суммы эффективных температур. Это суммы средних суточных температур, отсчитанных от биологического минимума, при котором развиваются растения данной культуры (сорта, гибрида).

Биологические минимумы температуры развития для различных растений неодинаковы. Так, для яровой пшеницы принята температура  $5^{\circ}\text{C}$ , для кукурузы  $10^{\circ}\text{C}$ , для хлопчатника  $13^{\circ}\text{C}$  (для южных сортов хлопчатника  $15^{\circ}\text{C}$ ). В настоящее время суммы эффективных температур установлены для отдельных периодов вегетации многих сортов и гибридов основных сельскохозяйственных культур. Они характеризуют суммарную потребность в тепле различных сортов и гибридов, отличающихся по скороспелости.

Исследованиями Ю.И. Чиркова (1959 г.) установлена некоторая изменчивость сумм эффективных температур межфазных периодов в зависимости от уровня температуры воздуха. Обнаружено, что при возрастании средних суточных температур до  $18\text{--}20^{\circ}\text{C}$  и дальнейшем их увеличении суммы эффективных температур также начинают возрастать. Это объясняется тем, что скорость развития растений возрастает пропорционально повышению температуры среды лишь в пределах от биологического минимума температуры до средней суточной температуры  $18\text{--}20^{\circ}\text{C}$  (для многих культур умеренного пояса), а при дальнейшем повышении температуры развитие растений уже не ускоряется, оно может даже замедлиться. Температуры, не ускоряющие развитие растений, были названы *балластными*.

Если эффективные температуры суммируются при средней суточной температуре воздуха выше  $20^{\circ}\text{C}$ , то суммы эффективных температур возрастают за счет балластных температур. Поэтому при расчете сумм эффективных температур, характеризующих потребность растений в тепле, необходимо вводить поправку на балластные температуры, т. е. учитывать наряду с нижним пределом эффективной температуры развития растений также и ее верхний предел.

Суммы активных и эффективных температур имеют *экологическое значение*, выражая связь растения со средой обитания. В табл. 15 приведен пример расчета сумм активных и эффективных температур воздуха.

Перечисленные характеристики температурного режима используют для оценки термических условий территории, для чего составляют карты распределения средней годовой температуры, температуры самого теплого и самого холодного месяцев, максимальной и минимальной температуры, сумм температур и др. На картах проводят *изотермы* – линии, соединяющие пункты с одинаковой температурой или суммой температур. Карты сумм активных и эффективных температур используют для обоснования размещения посевов (посадок) различных по требованиям к теплу культурных растений.

Для уточнения термических условия, необходимых растениям, использу-

ются также суммы дневных и суммы ночных температур. Средняя суточная температура и ее суммы нивелируют термические различия в суточном ходе температуры воздуха. Исследования, проведенные З.А. Мищенко, показали необходимость раздельного учета средних дневных и средних ночных температур воздуха и их сумм для более точной оценки влияния температурного режима воздуха на растения. Среднюю дневную и среднюю ночную температуры воздуха можно рассчитать по данным измерений температуры воздуха за каждый час (по записи хода температуры на лентах термографа). Для средней дневной температуры это среднее арифметическое из почасовых значений температуры за число часов от восхода до захода Солнца. Средняя температура ночи рассчитывается таким же образом за число часов от захода до восхода Солнца.

Таблица 15 – Пример расчета сумм активных и эффективных температур воздуха (°C)

Характеристика	10 V	11 V	12 V	13 V	14 V	15 V	16 V	17 V	18 V	Сумма
Средняя суточная температура	12,0	10,5	8,6	4,9	7,6	12,0	15,1	18,2	16,0	106,9
Активная температура	12,0	10,5	0,0	0,0	0,0	12,0	15,1	18,2	16,0	83,8
Эффективная температура выше 5° C	7,0	5,5	3,6	0,0	2,6	7,0	10,1	13,2	11,0	60,0
Эффективная температура выше 10° C	2,0	0,5	0,0	0,0	0,0	2,0	5,1	8,2	6,0	23,8

Суммы средних дневных и средних ночных температур рассчитывают обычно за период, когда средние температуры дня и ночи превышают 10° C (аналогично подсчету сумм активных температур). В средних дневных и средних ночных температурах воздуха и в их суммах косвенно учитывается географическая изменчивость длины дня и ночи, а также изменение континентальности климата и разница в температурном режиме различных форм рельефа. Поэтому при одной и той же средней суточной температуре воздуха могут наблюдаться различные сочетания средних дневных и средних ночных температур.

Разности между суммами температур дня и ночи возрастают с северо-запада (500–800°С) на юго-восток (2000–3000° C). Увеличение сумм дневных температур объясняет более быстрое созревание сельскохозяйственных растений в юго-восточных и восточных районах, увеличение процента содержания белка в зерне яровой пшеницы и т. п. Исследования в этом направлении продолжаются.

#### 4.6. Значение учета термических условий в сельскохозяйственном производстве

Условия жизни растений и животных ограничены сравнительно узкими пределами температуры. Большинство реакций в биологических системах



происходит в пределах температур от 0 до 50° С. В этих пределах скорость биологических процессов существенно зависит от температуры.

В растительных организмах фотосинтез, дыхание, транспирация, усвоение питательных веществ почвы и другие физиологические процессы осуществляются лишь в определенном диапазоне температур. Существуют температурные пределы жизнедеятельности растений – биологический минимум и биологический максимум. Между ними находится зона оптимальных температур, при которых развитие растений и формирование урожая протекает наиболее интенсивно. Эти температурные характеристики у различных растений неодинаковы. Например, биологический минимум температуры прорастания семян у ранних яровых зерновых) культур 3–5° С, а у теплолюбивых культур (рис, хлопчатник) он возрастает до 12–15° С.

У многих теплолюбивых культур интенсивность фотосинтеза резко снижается уже при температуре 10–12° С, а у таких нетребовательных к теплу растений, как овес, картофель, редис и др., при этой температуре наблюдается уже значительный прирост растительной массы. Высокая температура почвы и воздуха (более 20° С) в период формирования цветков в колосе яровой пшеницы при недостатке почвенной влаги снижает урожай на 30–40%. При жаркой погоде в фазе налива резко снижается урожай и качество семян.

Температурные условия в значительной степени определяют состояние, поведение и продуктивность сельскохозяйственных животных.

Большое значение для сельского хозяйства имеет учет температурного режима непосредственно среди растений на полях, в садах и в закрытом грунте. В растительных сообществах распределение температуры воздуха по вертикали может быть существенно иным, чем над растениями или на поле, свободном от растений. Различия между температурным режимом над оголенным участком и в посевах тем больше, чем плотнее и выше посев, чем больше; сомкнутый покров образует верхний ярус листьев. Примерами могут служить посевы кукурузы на силос в период от конца листообразования до молочной спелости, посевы сахарного тростника, риса и некоторых других тропических культур.

В загущенных посевах наблюдается полное затенение почвы. Деятельным слоем здесь является верхний ярус листьев, который поглощает большую часть приходящей солнечной радиации. Поэтому максимальная температура днем наблюдается в верхнем ярусе листьев, а внутри посева создается инверсия. В ясные ночи верхний ярус листьев является излучающим слоем. Он охлаждается сильнее листьев, расположенных ниже, и при осенних заморозках повреждается в первую очередь.

Если степень затенения почвы растительным покровом составляет менее 50%, то распределение температуры по вертикали в посевах мало отличается от ее распределения над полем без растительного покрова. Деятельным слоем в таком случае является самый верхний слой почвы. Поэтому максимум и минимум в суточном ходе температуры отмечаются на поверхности почвы.

Такой растительный покров свойствен начальным фазам развития растений или развитым посевам с почти вертикально ориентированными узкими листьями, хорошо пропускающими солнечные лучи в полуденные часы и тепловое излучение Земли ночью.

Существует много типов посевов, различающихся по структуре, облиственности, площади листьев, их пространственной ориентации, высоте распространения и т. д. Все эти особенности влияют на температурный режим посева.

В плодовых садах летом в распределении температуры воздуха по вертикали имеется некоторое различие между кронами и междурядьями. Внутри крон мощных плодовых деревьев воздух на 2–3 °С холоднее, чем у верхушки крон, и на 1–2 °С холоднее, чем в междурядьях на одинаковой высоте.

В лесу под кронами деревьев днем образуется инверсия температуры, которая выражена тем сильнее, чем гуще растительность. Разность температур воздуха между верхушками крон и у почвы при ясной погоде летом в старом густом лесу может достигать 4–6 °С. Ночью в лесу воздух теплее под кронами деревьев, а минимальные температуры наблюдаются у верхушек крон.

Температура листьев растений, находящихся в тени, обычно близка к температуре воздуха. У незатененных листьев при ясном небе обычно температура на 1–2 °С выше, чем у окружающего воздуха. В высокогорных районах температура листьев, освещенных Солнцем, на 3–5 °С выше температуры воздуха. В некоторых случаях эта разница может превышать 10 °С.

Внутри растительного покрова амплитуда суточного хода температуры воздуха уменьшается. В сомкнутом посеве наибольшая амплитуда наблюдается в верхнем ярусе листьев (крон), наименьшая у поверхности почвы. В лесу летом амплитуда суточного хода температуры воздуха на 3–4° С меньше, чем в поле.

В закрытом грунте за счет «оранжерейного эффекта» температура воздуха более высокая, чем в открытом грунте. В неотапливаемых теплицах днем за счет солнечной радиации эта разность может достигать 15–20° С. Температурный режим в теплицах характеризуется нередко значительными вертикальными градиентами и амплитудой. Поэтому необходим тщательный контроль за ходом температуры воздуха, чтобы поддерживать ее в оптимальных (заданных) для развития и формирования урожая пределах. Этот контроль проводится при помощи компьютеров, регулирующих термический режим по заданным параметрам.

Температура воздуха – один из основных факторов жизнедеятельности растений и животных. Поэтому ее учет важен для всех отраслей сельскохозяйственного производства, особенно для растениеводства. Для размещения новых сортов и гибридов сельскохозяйственных культур нужно знать пределы температуры, допускающие их произрастание, и температуры, оптимальные для роста и формирования урожая, а также суммы эффективных температур, необходимые растению от посева до созревания.

Данные о температурном режиме нужны также для расчета сроков сева и уборки, оценки состояния озимых и плодовых культур зимой, для прогнозирования урожая.

## 5. ВОДЯНОЙ ПАР В АТМОСФЕРЕ

Водяной пар является одной из важнейших составных частей земной атмосферы. Он непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения воды с поверхности водоемов, почвы, снега, льда и растительного покрова. В среднем 23% солнечной радиации, приходящей на земную поверхность, затрачивается на испарение воды с океанов, морей и суши. Часть испарившейся влаги конденсируется над океаном, образует облака, порождающие осадки, и возвращается в океан, совершив так называемый малый круговорот. Остальной водяной пар переносится воздушными течениями в глубь материков, где также в конечном счете выпадает в виде жидких или твердых осадков. Осадки частью просачиваются в почву, образуя грунтовые воды, частью стекают через ручьи и реки в моря и океаны, завершая большой круговорот. Вода, содержащаяся в атмосфере и в почве во всех видах, входит в число важнейших природных ресурсов, необходимых для существования человечества.

### 5.1. Влажность воздуха

Влажностью воздуха называют содержание водяного пара в атмосфере. Она характеризуется такими величинами, как парциальное давление водяного пара, давление насыщенного водяного пара, абсолютная влажность и т. д. Парциальное давление водяного пара выражают в тех же единицах, что и атмосферное давление (до 1980 г. в миллиметрах ртутного столба или в миллибарах, в настоящее время в гектопаскалях).

Влажность воздуха является весьма изменчивой характеристикой, она зависит от многих факторов, в том числе от физико-географических условий местности, времени года, суток и др.

Наибольшим возможным значением парциального давления водяного пара, находящегося в воздухе при данной его температуре, является давление насыщенного водяного пара. Чем выше температура воздуха, тем больше давление насыщенного водяного пара (табл. 16). Поэтому на экваторе содержание водяного пара может быть в десятки и сотни раз больше, чем в Заполярье.

При положительной температуре давление насыщенного водяного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды зависит только от температуры, а при отрицательной температуре оно зависит еще и от того, в какой фазе (переохлажденная вода или лед) находится испаряющая поверхность.

Таблица 16 – Количественные характеристики насыщенного водяного пара в зависимости от температуры

Температура, °С	Максимально возможное количество пара в 1 м <sup>3</sup> воздуха, г	Давление насыщенного водяного пара над водой	
		мм рт. ст.	гПа
-30	0,46	0,38	0,51
-20	1,08	0,94	1,25

-10	2,38	2,14	2,86
0	4,89	4,58	6,11
10	9,46	9,20	12,27
20	17,42	17,53	23,37
30	30,60	31,82	42,43

Над поверхностью льда давление насыщенного водяного пара меньше, чем над поверхностью переохлажденной воды при той же температуре. Так, при температуре  $-5^{\circ}\text{C}$  над переохлажденной водой оно составляет 4,21 гПа, а над поверхностью льда 4,01 гПа. Следовательно, насыщение пара над поверхностью воды наступает при большем давлении, чем над поверхностью льда.

**Характеристики содержания водяного пара в атмосфере и способы их выражения.** *Парциальное давление водяного пара* – давление, которое имел бы водяной пар, находящийся в воздухе, если бы он занимал объем, равный объему воздуха при той же температуре. Выражается в гПа.

*Давление насыщенного водяного пара* – парциальное давление водяного пара, максимально возможное при данной температуре. Выражается в тех же единицах.

*Абсолютная влажность* – масса водяного пара, содержащаяся в единице объема воздуха. Выражается в  $\text{г/м}^3$ .

*Относительная влажность* – отношение парциального давления водяного пара к давлению насыщенного пара при данных температуре и давлении, выраженное в процентах:

Относительная влажность является важнейшей характеристикой, применяемой для оценки благоприятности условий произрастания сельскохозяйственных культур. При одном и том же парциальном давлении водяного пара относительная влажность воздуха может быть весьма различной.

*Дефицит насыщения водяного пара* – разность между давлением насыщенного водяного пара при данной температуре и фактическим парциальным давлением водяного пара.

*Точка росы* – температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе при данном давлении, достигает состояния насыщения относительно, химически чистой плоской поверхности воды. При *относительной влажности* = 100% фактическая температура воздуха совпадает с точкой росы.

**Методы измерения влажности воздуха.** В настоящее время для измерения влажности воздуха наиболее широко используются психрометрический, и сорбционный методы. Название первого метода произошло от греческого слова «психрос» – охлаждение, холод и говорит о том, что измерение влажности воздуха основано на охлаждении одного из термометров. На этом методе основана работа наиболее распространенных приборов для определения влажности воздуха – стационарного и аспирационного психрометров.

Стационарный психрометр устанавливают в психрометрической будке на метеоплощадке.

Аспирационный психрометр МВ-4М, являясь одним из точных и удобных в работе метеорологических приборов, широко применяется при полевых наблюдениях. Он имеет небольшую массу (600 г), удобен при переноске.

Сорбционный метод измерения влажности воздуха основан на свойстве гигроскопических тел реагировать на изменение влажности воздуха. На этом свойстве основано действие гигрометров.

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. Изменение длины волоса передается на стрелку, указывающую относительную влажность на шкале, градуированной от 0 до 100%.

Гигрограф М-21А – прибор для непрерывной записи относительной влажности воздуха. Приемной частью прибора является пучок обезжиренных человеческих волос. В остальном устройство прибора примерно аналогично термографу.

**Суточный и годовой ход влажности воздуха.** Суточный ход влажности воздуха определяется из данных наблюдений по стационарному или аспирационному психрометру.

*Суточный ход парциального давления водяного пара* над океанами, морями и в прибрежных районах суши аналогичен суточному ходу температуры воды и воздуха. Максимум отмечается в 14–15 ч, а минимум – перед восходом Солнца. Такой же ход наблюдается над материками в холодное время года. Летом же над материками, особенно в жаркие дни, в полуденные часы упругость пара вблизи земной поверхности уменьшается вследствие интенсивного турбулентного перемешивания восходящих потоков, уносящих более влажный воздух из приземного слоя вверх. В этом случае в суточном ходе упругости пара отмечаются два минимума: ночью и в полуденные часы, а также два максимума: утром и вечером.

*Годовой ход парциального давления водяного пара* совпадает с годовым ходом температуры воздуха как над океаном, так и над сушей. В северном полушарии максимум упругости пара наблюдается в июле, минимум – в январе.

*Суточный ход относительной влажности воздуха* противоположен ходу температуры. Это объясняется тем, что упругость насыщения увеличивается с повышением температуры быстрее, чем возрастает поступление водяного пара в атмосферу из-за повышения интенсивности испарения.

*Годовой ход относительной влажности воздуха* имеет минимум<sup>1</sup> летом, а максимум – зимой.

Географическое распределение относительной влажности характеризуется двумя зонами повышенной влажности. В экваториальной зоне вследствие высокой упругости пара, обусловленной большим испарением, относительная влажность в среднем за год составляет около 85%. Вторая зона с такой же высокой относительной влажностью воздуха находится на островах и побережье Северного Ледовитого океана, что обусловлено низкой температурой

воздуха и соответственно очень малой упругостью насыщения. Наименьшая относительная влажность наблюдается в пустынях, где даже средние месячные ее значения летом не превышают 15–20%, а в отдельные сроки она может быть еще гораздо более низкой.

*Ход дефицита насыщения водяного пара* непосредственно связан с ходом температуры воздуха. Дефицит бывает наибольшим в 14–15 ч, а наименьшим – перед восходом Солнца. В годовом ходе дефицит насыщения водяного пара имеет максимум в самый жаркий месяц и минимум в самый холодный.

Количественные характеристики влажности воздуха обычно получают в психрометрической будке на высоте 2 м. Но в разных природных условиях они существенно различаются.

**Изменение характеристик влажности с высотой в атмосфере и в растительном покрове.** 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. В более же высокие слои атмосферы пара поступает меньше, чем в приземный слой: Кроме того, понижение температуры воздуха с высотой ограничивает возможное содержание водяного пара, так как если количество пара в воздухе становится больше предела насыщения, то избыточный пар конденсируется.

Относительная влажность распределяется по вертикали неравномерно. 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 растительном покрове водяного пара содержится больше, чем над оголенной почвой, так как растения испаряют большое количество воды, к тому же в растительном покрове сильно ослабевает скорость ветра и уменьшается турбулентная диффузия пара. Поэтому парциальное давление водяного пара в растительном покрове выше, чем над ним, особенно в дневные часы.

Относительная влажность в растительном покрове также повышена. Например, в посевах высокостебельных культур (кукуруза, сорго, конопля) относительная влажность воздуха в ясные тихие дни может быть на 20–30% выше, чем над оголенной почвой. В таких посевах наибольшая относительная влажность наблюдается у поверхности почвы, затененной растениями, а наименьшая – в верхнем ярусе листьев.

Дефицит насыщения водяного пара в посевах значительно меньше, чем над оголенной почвой. Его распределение характеризуется понижением от верхнего яруса листьев к нижнему.

Летом парциальное давление водяного пара и относительная влажность несколько выше в лесу, чем в поле. Например, в лесостепной зоне относительная влажность в дубраве выше на 10–14%. В древостое изменение влаж-

ности воздуха с высотой характеризуется общей закономерностью: наименьший дефицит насыщения и наибольшая относительная влажность наблюдаются у поверхности почвы, наименьшая относительная влажность и наибольший дефицит насыщения – у верхушек крон.

#### **Значение влажности воздуха для сельскохозяйственного производства.**

Влажность воздуха оказывает заметное влияние на растения и животных. При большом дефиците насыщения водяного пара резко возрастает испарение с поверхности почвы и усиливается транспирация растений. При дефиците насыщения больше 40 гПа испарение с поверхности влажной почвы превышает 80 т воды в сутки с 1 га, что приводит к иссушению почвы. Длительное пребывание растений в воздухе, имеющем относительную влажность ниже 30%, вызывает преждевременное усыхание листьев и щуплость зерна. Влажность воздуха влияет на качество продукции многих сельскохозяйственных культур. Например, малая влажность снижает качество льноволокна, но повышает хлебопекарные качества пшеницы.

Повышенная относительная влажность способствует развитию и распространению ряда болезней сельскохозяйственных культур (фитофтора картофеля, белая гниль подсолнечника, различные виды ржавчины зерновых культур и др.).

Пониженный дефицит насыщения водяного пара замедляет созревание хлебов и просыхание зерна и соломы (табл. 17). Поэтому производительность уборки хлебов комбайнами снижается с уменьшением дефицита насыщения. При дефиците насыщения  $\geq 8$  гПа условия работы комбайнов хорошие, при дефиците  $\leq 3$  гПа эти условия оцениваются как плохие.

Таблица 17 – Зависимость влажности зерна и соломы от дефицита насыщения водяного пара

Дефицит насыщения водяного пара, гПа	Влажность, %	
	зерна	соломы
2	24,2	46,0
4	19,2	32,0
6	16,8	25,0
8	15,3	22,3
10	14,2	19,2

В тепловом балансе сельскохозяйственных животных и человека с влажностью воздуха связан теплообмен. При температуре воздуха ниже 10° С повышенная влажность усиливает теплоотдачу организмов, а при высокой температуре – замедляет.

## 5.2. Испарение

*Испарением называют переход вещества из жидкого состояния в газообразное.* За год с поверхности Мирового океана испаряется около  $450 \times 10^3$

км<sup>3</sup> воды, а с поверхности суши – около  $70 \times 10^3$  км<sup>3</sup>. Энергия, требующаяся на испарение этого количества воды, обеспечивается приходом солнечной радиации. Испарение зависит от многих факторов. Главными из них являются температура испаряющей поверхности, влажность воздуха и ветер.

Количественно испарение характеризуется *скоростью испарения*. Это масса воды, испаряющейся в единицу времени с единицы поверхности. Для практических целей скорость испарения выражается высотой (в миллиметрах) слоя воды, испарившейся за единицу времени.

Согласно закону Дальтона, скорость испарения прямо пропорциональна дефициту насыщения водяного пара, вычисленному по температуре испаряющей поверхности. Согласно формуле Августа, скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению. В итоге *скоростью испарения* выражается равенством

**Испаряемость.** Фактическое испарение с почвы и посевов может быть значительно меньше возможного по гидрометеорологическим условиям. В пустынях из-за недостатка воды в почве испарение очень мало. Чтобы иметь представление о предельно возможном испарении в данной местности, что важно для расчета оросительных норм и многих других целей, определяют испаряемость. *Испаряемостью называют потенциально возможное испарение с увлажненной поверхности почвы или поверхности воды при существующих Метеорологических условиях.*

Испаряемость определяют разными методами и, выражают в миллиметрах слоя испарившейся воды.

На территории России испаряемость возрастает с северо-запада на юго-восток. Средняя годовая испаряемость в Санкт-Петербурге 320 мм, в Москве 420 мм, в Волгограде 820 мм. Различие между испаряемостью и фактическим испарением в засушливых районах может быть очень большим.

**Испарение с поверхности воды, почвы и растений.** Скорость испарения зависит не только от метеорологических факторов, но и от свойств испаряющей поверхности.

**Испарение с водной поверхности.** Скорость испарения с водной поверхности возрастает с увеличением ее температуры, дефицита упругости пара над ней и скорости ветра. Влияние ветра вызвано тем, что он относит в сторону пар, поступающий в приводный слой, и усиливает турбулентное перемешивание, благодаря которому пар уносится вверх и увлажнившийся воздух заменяется более сухим. Скорость испарения несколько увеличивается и с уменьшением атмосферного давления. Но влияние колебаний давления на скорость испарения в природных условиях на неизменной высоте значительно меньше, чем влияние трех первых факторов.

На скорость испарения с водной поверхности влияют также прямая солнечная радиация, прогревающая слой воды на глубину, зависящую от прозрачности воды, и соленость воды, так как упругость насыщения над раствором меньше, чем над пресной водой.

На небольших водоемах ветер увеличивает скорость испарения сильнее,



чем на больших озерах и морях, так как он переносит с поверхности окружающей суши более сухой воздух.

**Испарение с поверхности почвы.** Скорость испарения с поверхности почвы зависит от ее температуры, от влажности воздуха, скорости ветра, содержания воды в почве, от физических свойств почвы, состояния ее поверхности, рельефа, растительного покрова.

С увеличением влажности почвы при прочих равных условиях испарение возрастает (до определенного предела). Солнечная радиация, прогревая поверхность почвы, значительно увеличивает скорость испарения. Темные почвы нагреваются сильнее и поэтому испаряют больше влаги, чем светлые. Ровная поверхность почвы испаряет меньше влаги, чем шероховатая, так как шероховатая поверхность имеет значительно большую испаряющую поверхность, чем ровная. К тому же над шероховатой поверхностью сильнее развито турбулентное перемешивание, которое относит пар в окружающее пространство. Рыхлая почва с разрушенными капиллярами испаряет меньше, чем плотная с узкими капиллярами, по которым вода поднимается к поверхности почвы.

Рельеф обуславливает изменение скорости ветра и различие в температуре почвы. На возвышенностях скорость ветра больше, чем в низинах, вследствие чего скорость испарения на возвышенностях больше. Склоны южной экспозициигреваются сильнее, чем северные, поэтому испарение на южных склонах интенсивнее. Растительность, затеняя почву от солнечных лучей и ослабляя перемешивание воздуха, значительно уменьшает скорость испарения с поверхности почвы.

**Испарение воды растениями.** Испарение воды растениями – сложный физико-биологический процесс, который называют *транспирацией*. Растение при помощи корневой системы всасывает воду из почвы и испаряет ее через листовую поверхность. Испарение имеет двоякое значение для растений. Во-первых, вода, поднимаемая из почвы, представляет собой раствор различных минеральных солей, которые служат для питания и роста растений; во-вторых, испаряя воду, растение понижает свою температуру. Чтобы избежать перегрева в полуденные часы, растение вынуждено испарять значительные количества воды.

Количество воды, необходимое растению для образования единицы массы сухого вещества растительности, называют *коэффициентом транспирации*.

Коэффициент транспирации зависит от вида растения и его сорта, от состояния растения и фазы его развития, от состояния внешней среды – атмосферы, почвы, солнечной радиации. В целом за период вегетации в зависимости от перечисленных факторов для многих культурных растений умеренного климата коэффициент транспирации меняется от 300 до 800.

Скорость испарения воды растениями в посевах зависит в основном от влажности воздуха, освещенности и температуры тех органов растений, с поверхности которых происходит испарение. Прямая радиация резко увеличивает испарение. Ветер непрерывно относит от растения воздух, обогащенный водяным паром, заменяет его более сухим и таким образом усиливает испа-

рение. Большое влияние скорости ветра на испарение растений отмечал К. А. Тимирязев, приводя примеры, когда испарение возрастало в 2–3 раза (по сравнению с безветрием) даже при скорости ветра всего 3 м/с.

Значительное влияние на интенсивность транспирации оказывает влажность корнеобитаемого слоя почвы. При прочих равных условиях транспирация уменьшается с уменьшением влажности почвы. Растения в зависимости от условий произрастания имеют различные регулирующие системы и приспособления (опушение и восковой налет на листьях, различную ориентацию листьев и др.), которые позволяют уменьшать испарение, экономно расходовать воду.

Сумму испарения воды с поверхности почвы и транспирации называют *суммарным испарением*. Суммарное испарение сельскохозяйственных полей зависит как от метеорологических факторов, так и от мощности растительного покрова, биологических особенностей растений, глубины корнеобитаемого слоя, агротехники и т. п.

Испарение непосредственно измеряют испарителями или вычисляют по уравнениям теплового и водного баланса и по другим теоретическим и эмпирическим формулам. Практически его обычно характеризуют высотой испарившегося слоя воды, выраженной в миллиметрах.

Для измерения испарения с водной поверхности используют испарительные бассейны площадью 20 и 100 м<sup>2</sup>, а также испарители с площадью поверхности 3000 см<sup>2</sup>. Испарение в таких бассейнах и испарителях определяют по изменению уровня воды с учетом выпадения осадков. Однако условия испарения в небольших бассейнах и сосудах не вполне соответствуют естественным, так как нормальный обмен влагой и теплом в них нарушается. Поэтому результаты измерений испарения при помощи испарителей являются приближенными.

Испарение с поверхности почвы (из слоя почвы 0–50 см) измеряют почвенным испарителем ГГИ-500-50. В зоне недостаточного увлажнения применяют испаритель ГГИ-500-100 (для слоя почвы 0–100 см). Измеряют испарение почвенными испарителями только в теплое время года.

Наиболее совершенным прибором является гидравлический почвенный испаритель (ГПИ). Это сложная установка, в которой монолит почвы массой около 400 кг при площади испаряющей поверхности 2000 см<sup>2</sup> помещен в поплавок, находящийся в баке с водой. Глубина погружения монолита меняется в зависимости от испарения.

**Суточный и годовой ход испарения.** Испарение в естественных условиях происходит непрерывно, но в течение суток скорость испарения изменяется. Ее максимум приходится на 13–14 ч, когда наиболее велики температура испаряющей поверхности, дефицит насыщения водяного пара и скорость ветра. Ночью температура испаряющей поверхности понижается, дефицит насыщения и скорость ветра уменьшаются, что уменьшает скорость испарения иногда до нуля и даже до отрицательных значений. Это означает смену испарения противоположным процессом – конденсацией водяного пара из

атмосферы на земную поверхность. Наиболее резко выражен суточный ход испарения в летние месяцы.

В годовом ходе испарения максимум в северном полушарии наблюдается в июле, минимум в ноябре–декабре. С высотой количество водяного пара в атмосфере быстро убывает, суточный и годовой ходы испарения сглаживаются.

При сопоставлении суточного и годового хода испарения с соответствующим ходом влажности и температуры воздуха видно, что ход испарения соответствует ходу дефицита насыщения и температуры воздуха.

**Методы регулирования испарения для целей сельского хозяйства.** Одной из важнейших задач агротехники является сокращение непроизводительного испарения почвы. Для этого применяют такие агротехнические приемы, как ранняя зяблевая пахота, ранневесеннее боронование зяби (закрытие влаги), рыхление междурядий пропашных культур и др. Уменьшение испарения при использовании этих приемов объясняется разрушением почвенных капилляров, по которым вода поступает к поверхности почвы и испаряется.

Ранняя зяблевая вспашка уменьшает весенний поверхностный сток в сухостепных районах в 5 раз, в степных – в 3–4 раза, в лесостепных – в 2 раза, что обуславливает дополнительное увлажнение почвы.

В засушливых районах юга Западной Сибири большой эффект дает осенняя безотвальная вспашка. Положительное влияние безотвальной вспашки проявляется в том, что после нее стерня остается на поверхности почвы и, являясь мульчирующим веществом, уменьшает расход влаги на испарение. Кроме того, стерня хорошо задерживает снег, что также пополняет запасы влаги в почве при снеготаянии.

Полезационные лесные полосы снижают скорость ветра над полями по сравнению с открытой степью. Это уменьшает непродуктивное испарение. Кулисы из высокостебельных растений также способствуют накоплению влаги. Например, в засушливых районах кулисы подсолнечника к началу сева яровых увеличивают запасы почвенной влаги более чем на 40 мм (400 т воды на 1 га). Испарение с поверхности почвы регулируют также путем мульчирования и с помощью полимерных пленок, которыми покрывают почву.

Все эти способы дают наибольший эффект, когда они применяются с учетом особенностей климата местности и метеорологических условий текущего года.

### 5.3. Конденсация водяного пара

*Конденсацией* называют переход водяного пара в жидкое состояние. При определенных условиях водяной пар может сразу переходить в твердое состояние – лед, минуя жидкую фазу. Этот процесс называют *сублимацией*. Конденсация и сублимация водяного пара происходят как в атмосфере, так и на земной поверхности и находящихся на ней предметах и растениях.

**Конденсация водяного пара в атмосфере. Ядра конденсации.** Одним из условий начала конденсации является охлаждение воздуха. При понижении его температуры до точки росы пар, содержащийся в воздухе, становится

насыщенным. При дальнейшем понижении температуры излишек пара, превышающий упругость насыщения (т. е. наибольшую упругость водяного пара, возможную при данной температуре), конденсируется. Во влажном пересыщенном воздухе, искусственно очищенном от примесей, капельки воды (конденсат) начинают образовываться только при 6–8-кратном превышении упругости насыщения при данной температуре.

В реальной же атмосфере содержится огромное количество различных частиц (аэрозоли), из которых наибольшую роль для начала конденсации играют гигроскопические частицы. К ним относятся мельчайшие кристаллики солей (радиус менее  $10^{-5}$  мм), некоторые продукты сгорания и т. п. Адсорбируя на своей поверхности молекулы водяного пара, гигроскопические частицы являются основой для образования очень мелких зародышевых капель, состоящих из раствора солей. Давление насыщенного водяного пара над их поверхностью меньше, чем над пресной водой, и конденсация пара на них может происходить даже при относительной влажности воздуха, не достигшей 100%. При продолжающемся увеличении содержания пара в воздухе создаются благоприятные условия для дальнейшей его конденсации и роста зародышевых капель. На негигроскопических, но смачиваемых водой частицах (частицы почвы, горных пород и т. п.) конденсация происходит при небольшом пересыщении водяного пара.

Частицы, на которых происходит конденсация водяного пара, называют *ядрами конденсации*. В настоящее время вследствие сжигания огромных масс угля, нефти, дерева, торфа и т. п. концентрация ядер конденсации возрастает. В нижних слоях атмосферы постоянно содержится несколько тысяч ядер конденсации в  $1 \text{ см}^3$  воздуха. Особенно велико их число в больших городах (больше миллиона в  $1 \text{ см}^3$ ), где в атмосферу поступает много продуктов неполного сгорания. Над океанами число ядер конденсации составляет в среднем менее 1000 в  $1 \text{ см}^3$ . С высотой количество ядер конденсации быстро убывает.

Следовательно, для конденсации водяного пара в атмосфере необходимы следующие условия:

- а) понижение температуры воздуха ниже точки росы,
- б) наличие ядер конденсации.

Понижение температуры воздуха ниже точки росы может происходить в результате поднятия теплых воздушных масс, вследствие тепловой конвекции воздуха в верхние холодные слои атмосферы, соприкосновения теплого воздуха с холодной деятельной поверхностью при адвекции, радиационного охлаждения деятельной поверхности и последующего охлаждения прилегающих к ней слоев воздуха, а также при смешении двух масс воздуха, имеющих различную температуру.

Образование кристаллов льда в атмосфере происходит вследствие замерзания зародышевых капель при температуре  $-12 \dots -17^\circ \text{C}$ . Но иногда в облаках встречаются переохлажденные капли даже при температурах  $-40^\circ \text{C}$  и ниже. Они становятся центрами кристаллизации, и на них затем развиваются кристаллы льда.

Продукты конденсации водяного пара в атмосфере называют *гидрометеорами*. В свободной атмосфере продуктами конденсации являются облака, а у земной поверхности – туманы. Гидрометеоры образуются также на земной поверхности и на наземных предметах. Такими гидрометеорами являются роса, иней, изморозь, а также гололед.

**Продукты конденсации и сублимации на земной поверхности и наземных предметах.** Соприкасаясь с охлажденной поверхностью почвы, растений и наземных предметов, воздух может охладиться до точки росы. При дальнейшем охлаждении избыток пара начинает конденсироваться или сублимироваться на охлажденной поверхности. В зависимости от температуры поверхности, а также температуры и влажности воздуха, могут образовываться роса, иней, изморозь, а при определенных условиях гололед.

*Роса* – мелкие капли воды, образующиеся на поверхности почвы, на камнях и на других наземных предметах, а также на листьях растений при температуре выше  $0^{\circ}\text{C}$ . Роса образуется вследствие радиационного охлаждения деятельной поверхности в ясные тихие ночи, когда температура поверхности и прилегающего к ней воздуха опускается ниже точки росы и сконденсировавшийся пар выделяется на поверхности в виде капелек воды. Роса исчезает вскоре после восхода Солнца вследствие испарения.

Роса является ресурсом влаги для растений, особенно важным в засушливых районах, где в течение теплого периода она дает 10–30 мм осадков (100–300 т воды на 1 га). Однако в период<sup>1</sup> уборки урожая роса затрудняет работу комбайнов, так как солома и зерно вследствие большой гигроскопичности становятся влажными, зерно плохо вымолачивается, солома забивает барабан молотилки комбайна.

Теплота, выделяющаяся при образовании росы, может предотвратить наступление заморозков.

*Иней* – мелкие кристаллы льда, покрывающие поверхность почвы и наземных предметов. Он образуется так же, как и роса, но в тех случаях, когда точка росы ниже  $0^{\circ}\text{C}$  и земная поверхность охлаждена ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Иней образуется не вследствие замерзания капель росы, а непосредственно из водяного пара, переходящего в твердое состояние, минуя жидкую фазу.

*Изморозь* – рыхлый снеговидный осадок, нарастающий на ветвях, проводах и т. п. (зернистая изморозь), или пушистый слой кристалликов льда, нарастающий путем сублимации (кристаллическая изморозь). Зернистая изморозь образуется при наличии тумана и температуре  $-2\dots-7^{\circ}\text{C}$ , а кристаллическая – при температуре ниже  $-15^{\circ}\text{C}$ .

*Гололед* – слой гладкого прозрачного или мутного льда, образующегося на земной поверхности, деревьях и других наземных предметах вследствие намерзания переохлажденных капель дождя или тумана при их соприкосновении с земной поверхностью или с наземными предметами, охлажденными ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Гололед образуется преимущественно с наветренной стороны предметов. Гололед – опасное явление. При интенсивном и длительном гололедообразовании на предметах накапливается много льда. Например, на небольших де-

ревьях может образоваться 100–200 кг льда. Под тяжестью гололеда ломаются ветви плодовых деревьев, обрываются линии электропередачи, валятся телеграфные столбы и т. д. В районах пастбищного животноводства растительность, покрытая гололедом, становится недоступной животным, что создает угрозу для их жизни. Гололед затрудняет работу всех видов транспорта.

Для наблюдения за образованием гололеда и изморози на метеорологических станциях используют гололедный станок, позволяющий определять количество льда, образующегося за определенный промежуток времени. Для качественных определений вида образовавшегося гидрометеора применяется ледоскоп.

Скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара в воздухе непосредственно у земной поверхности образует различные типы тумана.

*Туман* состоит из мельчайших капелек воды или кристаллов льда. Основной причиной образования тумана является конденсация или сублимация пара в самом нижнем слое атмосферы в результате его охлаждения под влиянием холодной подстилающей поверхности. Зимой туман может оставаться переохлажденным, так как капли воды могут не замерзать до температуры  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а иногда и ниже. Такой туман часто наблюдается на побережье незамерзающих морей. Горизонтальная видимость при тумане составляет менее 1 км.

Основными типами тумана являются радиационный, образующийся при большом эффективном излучении и сильном охлаждении подстилающей поверхности в ясные тихие ночи, и адвективный, возникающий при движении теплых воздушных масс над охлажденной поверхностью. При наблюдениях различают следующие основные виды туманов: сплошной туман; туман при просвечивающем небе; поземный туман, простирающийся до высоты 2 м над пониженными местами и водоемами; дымка – разреженный туман при видимости больше 1 км, но меньше 10 км; ледяной туман, состоящий из ледяных кристаллов и образующийся при сильном морозе.

Борьба с туманами ведется главным образом на аэродромах. Существуют различные методы искусственного рассеивания туманов. Одним из этих методов является воздействие на туман охлаждающими веществами, например твердой углекислотой. При действии этого реагента воздух охлаждается и содержащийся в нем водяной пар становится пересыщенным. Вокруг частичек углекислоты образуется огромное количество ледяных кристаллов, которые затем укрупняются и оседают. В толще тумана появляются все увеличивающиеся просветы. Такой способ успешно применяется в России в наиболее важных аэропортах.

**Облака.** Облаками называют системы взвешенных в атмосфере (на некоторой высоте над земной поверхностью) продуктов конденсации и сублимации водяного пара. Облака по составу делятся на три группы: 1) водяные, состоящие из капель воды; 2) ледяные (кристаллические), состоящие из ледяных кристаллов; 3) смешанные, представляющие собой смесь из переохлажденных водяных капель и снежных кристаллов.

При укрупнении облачных элементов – капель воды и кристаллов льда –

из облаков выпадают осадки. В облаках возникают грозы. Облака влияют на приход солнечной радиации к земной поверхности и, следовательно, на температурный режим почвы, водоемов и воздуха.

По условиям образования облака подразделяют на внутримассовые, возникающие внутри однородных воздушных масс, и фронтальные, которые возникают в результате сближения двух масс воздуха, различающихся по температуре, влажности и другим свойствам.

Высоту, на которой водяной пар в поднимающемся воздухе становится насыщенным, называют уровнем конденсации. При адиабатическом подъеме воздуха выше этого уровня начинается конденсация водяного пара и выделяется теплота конденсации, нагревающая воздух. Поэтому влажно адиабатический градиент всегда меньше сухоадиабатического градиента, т. е. меньше  $1,0\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{ м}$ .

В воздухе, поднимающемся выше уровня конденсации, образуются продукты конденсации – *облака*.

Воздух, опускающийся ниже уровня конденсации, сухо адиабатически нагревается на  $1^{\circ}\text{C}$  на каждые 100 м опускания. При этом возрастает давление насыщенного водяного пара  $E$ , относительная влажность становится меньше 100% и содержащиеся в воздухе продукты конденсации постепенно испаряются, в результате чего облака растекаются и исчезают. Такое явление наблюдается летом во вторую половину дня, когда ослабевает конвекция.

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 из 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 кучевые и некоторые слоисто-кучевые, кучево-дождевые и высоко-кучевые облака, возникающие в связи с охлаждением воздуха от подстилающей поверхности, с конвекцией, 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.

Облака имеют разнообразные, быстро меняющиеся формы. Однако в результате многолетних наблюдений на многих тысячах метеорологических станций был собран и обобщен большой материал об облаках, позволивший создать их международную классификацию. В ее основу положен внешний вид облаков и их высота.

Согласно международной классификации, облака делятся на 4 семейства и 10 родов (форм). Семейства и формы облаков, их русские и латинские наименования, а также сокращенные обозначения (в скобках) указаны в следующей схеме.

***А. Семейство облаков верхнего яруса (высота основания в умеренных широтах более 6 км):***

- 1) перистые – Cirrus (Ci);
- 2) перисто-кучевые – Cirrocumulus (Cc);
- 3) перисто-слоистые – Cirrostratus (Cs).

**Б. Семейство облаков среднего яруса (высота основания от 2 до 6 км):**

- 4) высоко-кучевые – Altocumulus (Ac);
- 5) высоко-слоистые – Altostratus (As).

**В. Семейство облаков нижнего яруса (высота основания менее 2 км):**

- 6) слоистые – Stratus (St);
- 7) слоисто-кучевые – Stratocumulus (Sc);
- 8) слоисто-дождевые – Nimbostratus (Ns).

**Г. Семейство облаков вертикального развития (нижнее основание на высоте 0,5–1,5 км, вершины могут достигать верхнего яруса):**

- 9) кучевые – Cumulus (Cu);
- 10) кучево-дождевые – Cumulonimbus (Cb).

Формы облаков подразделяются на виды и разновидности, различающиеся по внешнему виду, плотности, окраске, характеру осадков, оптическим явлениям. При определении форм облачности пользуются Атласом облаков.

*Облака верхнего яруса* состоят из ледяных кристаллов, через них просвечивают голубое небо, Солнце и Луна. Вследствие преломления и отражения световых лучей в этих облаках около Солнца или Луны наблюдаются гало и оптические явления в виде кругов, дуг, световых столбов и пр. Перистые облака имеют вид белых тонких волокон. Перисто-кучевые похожи на мелкие белые хлопья, расположенные группами или рядами. Перисто-слоистые облака представляют собой тонкую белесоватую пелену. Все облака верхнего яруса имеют белый цвет и не дают теней на земной поверхности.

*Облака среднего яруса* отличаются от облаков верхнего яруса большей плотностью: через них лишь слабо просвечивают, а иногда совсем не просвечивают ни Луна, ни Солнце. Эти облака имеют сероватый цвет и дают слабые тени. Высоко-кучевые облака напоминают хлопья, более крупные, чем Сс. Они состоят из капелек воды. В результате преломления проходящих через них лучей Солнца и Луны в них наблюдаются венцы, состоящие из радужных колец. Внутренняя часть венца голубоватая, внешняя – красная. Высоко-слоистые облака представляют собой однородную серую пелену.

*Облака нижнего яруса* обычно плотные, не просвечивающие, темно-серого цвета. Слоисто-кучевые облака представляют собой неоднородный слой в виде волн, глыб, пластин. Слоистые облака лежат наиболее низко и имеют вид однородного светло-серого покрова, из них выпадает морось. Слоисто-дождевые облака – темно-серая пелена с размытым основанием, из них выпадают обложные осадки.

*Облака вертикального развития* образуются под действием восходящих потоков воздуха. Кучевые облака – отдельные плотные массы с сероватыми плоскими основаниями и выпуклыми вершинами. Кучево-дождевые (ливневые, грозовые) облака являются результатом дальнейшего развития кучевых облаков. Их вершины часто достигают верхнего яруса. Из этих облаков в



теплый период выпадают ливневые дожди, иногда очень сильные, вызывающие полегание посевов и смыв почвы со склонов. Из них может выпадать и град, повреждающий посевы и насаждения.

Высота основания облаков и их вертикальная мощность колеблются в значительных пределах (табл. 18). Летом высота облаков больше, чем зимой.

Таблица 18 – Средняя высота и вертикальная мощность облаков в умеренных широтах

Облака	Вертикальная мощность	Высота основания, км
Перистые	От сотен метров до нескольких километров	7–10
Перисто-кучевые	0,2–0,4 км	6–8
Перисто-слоистые	От 0,1 до нескольких километров	6–8
Высоко-кучевые	0,2–0,7 км	2–6
Высоко-слоистые	1–2 км	3–5
Слоисто-кучевые	0,2–0,8 км	0,6–1,5
Слоистые	0,2–0,8 км	0,1–0,7
Слоисто-дождевые	До нескольких километров	0,1–1,0
Кучевые	От сотен метров до нескольких километров	0,8–1,5
Кучево-дождевые	До нескольких километров Иногда достигают тропопаузы	0,4–1,0

Суточный ход облаков вертикального развития над континентами имеет максимум после полудня (из-за усиления конвекции), к вечеру облака растекаются. Слоистые и слоисто-кучевые облака чаще образуются ранним утром вследствие радиационного выхолаживания, а днем они рассеиваются под влиянием усиления ветра и развития конвекции. Над океанами суточный ход облачности противоположен.

Годовой ход облачности над океанами характеризуется наибольшей облачностью летом и наименьшей – зимой. Над континентами он разный в различных климатических зонах.

Степень покрытия неба облаками (количество облаков) определяют глазомерно в баллах от 0 до 10. Один балл означает покрытие 0,1 части неба. При отсутствии облаков или незначительном их количестве (менее 0,5 балла) записывается 0 баллов, при полном покрытии неба облаками – 10 баллов, а если при этом имеются просветы, общая площадь которых менее 0,5 балла, то ставится в квадрате. При определении количества облаков сначала устанавливают общую облачность, т. е. видимое количество облаков всех ярусов, а затем отдельно определяют количество облаков нижнего яруса.

Высоту облаков определяют глазомерно или инструментально при помощи светолокатора ИБО (измеритель высоты облаков), шаров-пилотов (днем) и потолочных прожекторов (ночью).

Наблюдения за облаками ведут также с искусственных спутников Земли

(ИСЗ). В настоящее время ИСЗ непрерывно передают на Землю фотографии облачного покрова, дающие представление о количестве и видах облаков, а также о структуре облачного покрова и его географическом распределении над земным шаром.

## 6. ОСАДКИ, СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ, ПОЧВЕННАЯ ВЛАГА

Осадки, выпадающие на земную поверхность, пополняют ресурсы почвенной влаги. В холодный период они образуют снежный покров. Эти факторы имеют важнейшее значение для сельскохозяйственного производства.

### 6.1. Осадки

Выпадение осадков из облаков происходит вследствие укрупнения облачных элементов (капелек воды, кристаллов льда) до размеров 0,1–0,2 мм и более, при которых они уже не могут оставаться во взвешенном состоянии и начинают падать. Рост капель происходит преимущественно вследствие их слияния. В смешанных облаках, состоящих из капель и кристаллов, укрупнение облачных элементов в основном происходит путем сублимационного роста кристаллов льда за счет испарения переохлажденных капель воды.

Атмосферные осадки по фазовому состоянию делят на три вида: твердые, жидкие и смешанные. По характеру выпадения их подразделяют на три типа: обложные, ливневые и морозящие.

К жидким осадкам относят обложной дождь, ливневый дождь и морось. *Обложной дождь* выпадает преимущественно из слоисто-дождевых облаков в течение длительного времени непрерывно или с небольшими перерывами и охватывает обширную территорию.

*Ливневый дождь* выпадает из кучево-дождевых облаков сравнительно непродолжительное время. Интенсивность его редко колеблется. Количество выпавших при этом осадков может быть незначительным, но может быть и очень большим. Диаметр капель может достигать 5–7 мм. Ливневый дождь охватывает, как правило, сравнительно небольшую территорию, нередко проходит «полосой» и сопровождается сильным ветром.

*Морось* – осадки, состоящие из капелек диаметром меньше 0,5 мм. Они не образуют кругов при падении на водную поверхность. Морось обычно выпадает из плотных слоистых облаков.

К смешанным осадкам относится мокрый снег.

Твердые осадки имеют разнообразные формы: снег, снежная крупа, ледяная крупа, снежные зерна, ледяной дождь, град. Обложной снег выпадает из слоисто-дождевых, слоисто-кучевых и высоко-слоистых облаков. Снежные зерна выпадают из слоистых облаков. Из кучево-дождевых облаков выпадает крупа (снежная и ледяная), ливневый снег, град.

Для сельского хозяйства опасным видом осадков является град. Обычно

градина состоит из непрозрачного ледяного ядра, окруженного чередующимися слоями прозрачного и белого льда. Диаметр градины чаще всего составляет 4–5 мм, но в отдельных случаях может достигать 10 см и более. Град повреждает посевы, сады, виноградники, причиняя большой ущерб.

Химический состав осадков в начале изучать лишь в последние 20–25 лет. Для агрохимиков, гидрохимиков, геохимиков, специалистов по охране окружающей среды и многих других нужны сведения о химическом составе осадков в целях изучения минерального баланса почвы, состава природных вод и воздушной среды.

Атмосферные осадки представляют собой слабые растворы солей. Общая минерализация осадков находится в пределах от 3–4 до 50–60 мг/л. В условиях умеренного климата осадки в течение года приносят в почву от 50 до 150 кг/га различных веществ. Одной из основных примесей в осадках континентального происхождения являются сульфиды, а в осадках морского происхождения – хлориды. Кроме того, с осадками в почву вносятся соединения азота (3–4 кг/га в год) – одного из основных элементов минерального питания растений.

Наименьшая концентрация химических примесей в осадках имеет место в тундре и тайге, наибольшая – в степях и пустынях, что обусловлено влиянием ветровой эрозии – одного из источников природного загрязнения атмосферы. В промышленных центрах и больших городах минерализация осадков увеличивается во много раз за счет загрязнения воздуха промышленными выбросами, вследствие чего могут выпадать «кислые дожди».

Радиоактивность осадков систематически измеряют сравнительно недавно. Эти измерения показывают, что твердые осадки более радиоактивны, чем жидкие. Во время выпадения осадки выносят радиоактивные аэрозоли из воздуха. Естественная радиоактивность осадков ничтожна, но она резко возрастает при ядерных взрывах.

Количество выпавших осадков выражают высотой слоя воды в миллиметрах, который образовался бы на поверхности, если бы осадки не стекали, не испарялись и не просачивались вглубь. Слой осадков высотой 1 мм на площади 1 га соответствует объему воды в  $0,001 \text{ м} \times 10\,000 \text{ м}^2 = 10 \text{ м}^3$ , или в массе ее в 10 т. Следовательно, коэффициент для пересчета количества выпавших осадков из миллиметров в тонны воды на 1 га равен 10. Количество выпавших осадков на станциях измеряют осадкомером Третьякова и пловниографом.

Для измерения осадков в полевых условиях применяют полевой дождемер конструкции Ф.Ф. Давитая. Это стеклянный сосуд с площадью приемной поверхности 30 см<sup>2</sup>. Нижняя часть сосуда, закрытая стеклянной воронкой, имеет на стенке деления, каждое из которых соответствует слою выпавших осадков в 1 мм.

Пловниограф служит для непрерывной записи выпадающих жидких осадков. В настоящее время в труднодоступных местностях устанавливают автоматические радиоосадкомеры, регулярно измеряющие жидкие осадки и передающие радиосигналы, обозначающие их количество.

**Суточный и годовой ход осадков. Распределение осадков на земной по-**

**верхности.** Суточный ход осадков определяется ходом и характером облачности. В средних широтах в течение суток над сушей наблюдаются два максимума и два минимума осадков. Главный максимум обычно приходится на послеполуденные часы, главный минимум бывает около полуночи. Вторичный максимум наблюдается ранним утром, вторичный минимум – в дополуночные часы.

Для морского (берегового) типа климата характерен ночной максимум осадков, минимум приходится на послеполуденные часы. Однако во многих случаях правильный суточный ход осадков нарушается вторжениями воздушных масс и связанными с ними фронтальными осадками.

В годовом ходе осадков различают четыре основных типа: экваториальный, тропический, субтропический и тип умеренных широт.

В экваториальном поясе ( $10^{\circ}$  ю.ш. –  $10^{\circ}$  с.ш.) выпадает наибольшее количество осадков (в среднем по поясу годовая сумма составляет 2000 мм, местами на островах Тихого океана – 5000– 6000 мм). Здесь наблюдаются два максимума осадков – после весеннего и осеннего равноденствия и два минимума – после летнего и зимнего солнцестояния.

В тропическом поясе (между  $10$  и  $30^{\circ}$  широты) как в северном, так и в южном полушарии имеется один период дождей в течение четырех летних месяцев, в остальные месяцы осадки почти не выпадают.

В субтропическом поясе осадков выпадает сравнительно мало. Годовые суммы осадков в этом поясе варьируют в больших пределах: на склонах Гималаев 12 700 мм, в пустыне менее 50 мм. Средняя по поясу годовая сумма составляет 250 мм. Поэтому здесь расположены большие пустыни, где в некоторые годы осадков совсем не бывает. Для этого пояса типично неравномерное выпадение осадков по сезонам. Зима в этой зоне менее засушлива, чем лето, максимум осадков выпадает весной.

В умеренных широтах над континентами максимум осадков приходится на лето, минимум – на зиму, над океанами – наоборот. В глубине континентов здесь выпадает 300–500 мм осадков в год, а над океанами 750–1000 мм.

Наибольшее количество осадков на Земле выпадает на южном склоне Гималаев, около Черапунджи (Индия): в среднем за год 12 700 мм, а в 1861 г. выпало около 23 200 мм.

В России наибольшее количество осадков выпадает на южных склонах Главного Кавказского хребта (в Ачишхо более 3000 мм в год). Годовые суммы осадков в Европейской части России убывают с северо-запада (650–700 мм) на юго-восток (в Астраханской области 250–300 мм).

Соотношение сумм осадков теплого и холодного периодов на территории России изменяется в значительных пределах (табл. 19).

Таблица 19 – Среднее количество осадков (мм) в различных районах России

Станция	Сумма осадков за год	Период		Годовой		Абсолютный максимум за сутки
		холодный	теплый	max	min	
Вологда	529	132	397	804	403	73
Москва	617	188	429	834	272	66
Новосибирск	406	131	275	512	188	47
Владивосток	831	121	710	1076	371	210

Превышение летних сумм осадков над зимними увеличивается с запада на восток, и в районах Забайкалья и Дальнего Востока суммы осадков теплого периода более чем в 4 раза превышают суммы осадков холодного периода, обуславливая лучшую влагообеспеченность растений в вегетационный период.

Колебания годовых сумм осадков от года к году весьма значительны. Максимальные годовые суммы осадков превышают минимальные суммы в 2–3 раза и более (табл. 19).

**Значение осадков для сельского хозяйства.** Осадки являются основным источником влаги для сельскохозяйственных полей. Наиболее благоприятны обложные дожди, которые выпадают сравнительно равномерно и хорошо впитываются почвой. Ливневые осадки обычно кратковременны и нередко очень интенсивны. При этом почва не успевает впитывать воду, которая быстро стекает в пониженные места; потоки воды смывают почву со склонов и слабо укоренившиеся растения (водная эрозия почвы).

Сильные дожди вызывают полегание посевов и трав, затрудняют сельскохозяйственные работы. Продолжительные дожди в период цветения растений ухудшают условия оплодотворения, а в период уборки могут вызвать прорастание зерна в валках. Значительный ущерб сельскому хозяйству приносит град, особенно в горных долинах южных районов, где он в течение вегетационного периода выпадает по несколько раз.

В ряде районов нечерноземной зоны осадки выпадают в избыточном количестве, т. е. сумма осадков превышает испарение и сток, что вызывает заболоченность территории. На посевах избыточное увлажнение почвы ухудшает аэрацию и, следовательно, ведет к угнетению корневой системы.

Осадки неравномерно увлажняют почву, что часто связано с рельефом местности, структурой почвы и ее увлажнением. В холмистом рельефе часть осадков стекает в пониженные места, поэтому верхние части склонов получают влаги в 1,5–2 раза меньше, чем низины.

Осадки, выпадающие на посев, частично затрачиваются на смачивание поверхности растений. Например, на посевах яровой пшеницы за период вегетации в зависимости от густоты стеблестоя и климатических условий от 10 до 35% выпавших осадков не достигает поверхности почвы.

Длительное отсутствие осадков обуславливает засуху. Даже в тех райо-

нах, где увлажнение почвы в среднем достаточное, после 8–10 бездождных дней в июне – августе в пахотном слое почвы уже создается недостаток влаги. При более длительном отсутствии осадков и высокой температуре воздуха пахотный слой, в котором расположена основная масса корней, пересыхает. Растения при этом замедляют накопление органического вещества.

У них начинается увядание, а затем засыхание листьев и органов плодоношения. У зерновых культур в фазе молочной спелости образуется щуплое зерно. У плодовых происходит опадение плодов.

Колебания урожая сельскохозяйственных культур в различных районах России в значительной мере связаны с колебаниями осадков вегетационного периода. Режим осадков определяет и способы уборки зерновых, т.е. раздельное или прямое комбайнирование. В степных районах, где уборка происходит в условиях преимущественно сухой погоды, хлеб скашивают в валки, которые после просыхания (через 4–5 дней) обмолачивают. В Нечерноземной зоне, где уборка нередко производится при дождливой погоде, принято прямое комбайнирование с последующей сушкой зерна.

Учет режима осадков необходим для обоснования мелиоративных мероприятий, технологии возделывания сельскохозяйственных растений, определения сроков и способов их уборки.

**Активные воздействия на облака и осадки.** В последние десятилетия во многих странах разрабатываются методы искусственного воздействия на облака и осадки. В России теоретические и экспериментальные работы по воздействию на облака с целью вызывания осадков и борьбы с градобитиями проводятся во многих научно-исследовательских учреждениях.

Вводя в переохлажденные облака слоистых форм твердую углекислоту, йодистое серебро или йодистый свинец, можно в холодный период года увеличить суммы осадков на 12–15%. Летом, воздействуя на облака конвективного происхождения, в специальных опытах также получали лишь до 10–15% дополнительной влаги. Эффективность этих воздействий пока невелика.

Дальнейшие исследования в области воздействия на облака проводятся исходя из следующего факта. При естественном образовании облачная система выделяет влаги в 10–20 раз больше, чем содержится в облаке в данный момент. Следовательно, облако является генератором, который в течение определенного времени преобразует пар, содержащийся в окружающем воздухе, в осадки. Поэтому исследования «работы» облака как генератора осадков являются наиболее перспективными для получения дополнительных осадков, что имеет огромное практическое значение для сельского хозяйства.

## 6.2. Снежный покров

Снег, выпадающий при отрицательных температурах на земную поверхность, образует снежный покров, который оказывает большое влияние на температурный режим почвы и воздуха. На необходимость изучения снежного покрова впервые указал А.И. Воейков, отметивший его значение и для сельского хозяйства.

Продолжительность залегания снежного покрова в районах Крайнего Севера России составляет 9–10 месяцев. В основных сельскохозяйственных районах России снег залегает 4–6 месяцев, в Крыму и долинах Кавказа устойчивого снежного покрова не бывает.

**Характеристики состояния снежного покрова.** Состояние снежного покрова характеризуют его высотой, плотностью и характером залегания.

**Высота** снежного покрова обусловлена количеством выпавшего снега и его плотностью. Наибольшая высота снежного покрова в России наблюдается на Камчатке и Сахалине (100–200 см), а также на западных склонах Урала (90–100 см). В центре и на севере Европейской части России она составляет в среднем 50–60 см.

**Плотность** снежного покрова – это отношение массы (веса) пробы снега к ее объему. Она изменяется от 0,01 (свежевыпавший снег) до 0,60 г/см<sup>3</sup> (слежавшийся снег, начавший таять).

**Характер залегания** снежного покрова зависит от рельефа местности, характера поверхности, скорости ветра. Различные сочетания этих факторов способствуют неравномерному залеганию снежного покрова, приводят к образованию сугробов в одних местах и к оголению участков в других местах.

Снежный покров характеризуется большим альбедо (90–95% у свежевыпавшего снега) и малой теплопроводностью, которая прямо пропорциональна плотности снега. При средней плотности 0,2–0,3 г/см<sup>3</sup> коэффициент теплопроводности снега примерно в 10 раз меньше, чем почвы.

**Определение высоты, плотности снежного покрова и запаса воды в снеге.** Наблюдения за высотой снежного покрова ведут на метеорологических станциях ежедневно по трем постоянным снегомерным рейкам, которые устанавливают осенью вблизи метеоплощадки на расстоянии 10 м одна от другой так, чтобы образовался равносторонний треугольник. Отсчеты по постоянным рейкам производят ежедневно утром, и из трех отчетов вычисляют среднюю высоту снежного покрова (в сантиметрах). Кроме того, отмечают степень покрытия снегом окружающей территории в баллах от 0 до 10. Характер залегания снежного покрова описывают градациями: «равномерный», «умеренно неравномерный», «очень неравномерный», «с проталинами» и т. д.

Плотность снега определяют весовым снегомером. При измерениях снегомерный цилиндр вертикально погружают в снег заостренным концом. Когда он достигает поверхности земли, по его шкале отсчитывают высоту снежного покрова с точностью до 1 см. Затем лопаточкой отгребают снег, подводят ее под нижний край цилиндра и, подняв его, переворачивают и взвешивают со взятой пробой снега.

По шкале весов, цена делений которой равна 5 г, определяют массу взятой пробы снега  $m$ . Площадь сечения цилиндра  $S$  равна 50 см<sup>2</sup>, а высота снежного покрова  $h$  измерена. Плотность снега  $d$  определяют по уравнению:  $d = m / 10h$ .

Зная плотность и высоту снежного покрова, легко рассчитать запас воды  $Z$  в снеге (в миллиметрах):  $Z = 10hd$ .

Запас воды в снеге можно выразить в тоннах воды на 1 га.

При наблюдении за снежным покровом необходимо отмечать также наличие ледяных корок. Особенно важно установить наличие притертой ледяной корки, образующейся на поверхности почвы и смерзшейся с кристаллами льда ее верхнего слоя.

Запасы воды в снеге в настоящее время определяют также гамма-снегомером и некоторыми другими приборами с применением радиоизотопов по радиоактивному излучению, ослабление интенсивности которого после прохождения через снежный покров обычно пропорционально количеству воды в снеге. По этому же принципу определяют запас воды в снеге с искусственных спутников Земли, используя естественную радиоактивность Земли.

Наблюдения за распределением снежного покрова по территории производятся путем снегосъемок. При снегосъемках определяют запас воды в снеге на различных участках, устанавливая степень укрытости снегом посевов озимых и т. д. Регулярные снегосъемки проводят на полевом (обычно на посевах озимых) и лесном (под кронами деревьев) участках. На полевом участке длина промерной линии составляет 1000 м. Через каждые 10 м переносной снегомерной рейкой определяют высоту снежного покрова, а через каждые 100 м определяют плотность снега весовым снегомером.

Снегосъемки обычно проводят в последний день декады. По данным снегосъемки устанавливают среднюю, наибольшую и наименьшую высоты и плотность снежного покрова, запасы воды в нем, а также распределение высоты снежного покрова (по градациям) на полях озимых.

Для степной зоны В.А. Моисейчик рассчитала вероятность распределения снежного покрова на полях озимых. Эти данные имеют важное значение для оценки условий перезимовки озимых культур.

**Значение снежного покрова для сельского хозяйства. Снежные мелиорации.** Снежный покров имеет большое значение для многих отраслей народного хозяйства. Для сельского хозяйства снежный покров – это запасы воды, необходимой для растений, это защита от вымерзания озимых и многолетних трав, корневой системы плодовых и ягодных культур. В районах с невысоким снежным покровом и суровой зимой озимые не сеют, потому что они вымерзают. Поэтому озимую пшеницу в России размещают в основном на Европейской части, где в районах с суровой зимой высота снежного покрова выше 30 см или где зимы менее суровы.

Запасы воды, накапливаемые в снежном покрове, например в Оренбургской степи, колеблются в пределах 60–100 мм, а в Подмосковье – от 120 мм на открытом участке до 160 мм на защищенном.

**Снежные мелиорации.** Чтобы создать оптимальные условия для озимых и увеличить запасы влаги, целесообразно регулировать высоту снежного покрова с помощью снежных мелиораций. Основным их видом в степной зоне, где снежный покров обычно невысок (менее 30 см), а сильные ветры сдувают снег с полей, является снегозадержание.



Для снегозадержания используют следующие основные приемы.

1. Насажение *полезащитных лесополос*, которые уменьшают скорость ветра и тем самым препятствуют сдуванию снега с полей, а весной сокращают поверхностный сток талых вод, сохраняя влагу в почве.

2. Посев высокостебельных растений (подсолнечник, кукуруза, горчица) с последующим оставлением стерни на зиму. Эти растения высеваются узкими полосами – *кулисами*. Расстояние между кулисами от 7 до 14 м в зависимости от местных условий. Между кулисами и в кулисах накапливается снег.

3. Установка *снегозадерживающих щитов* перпендикулярно преобладающему направлению ветра. Около щитов накапливается снег.

4. *Снегопахота* при помощи снегопахов – снегосбирателей на тракторной тяге, которые собирают снег в плотные высокие валы. Располагаясь перпендикулярно направлению господствующего ветра на расстоянии 10–15 м друг от друга, эти валы способствуют накоплению снега между ними и препятствуют его сдуванию с поля.

5. Оставление на зиму *стерни* после уборки зерновых культур; в начале зимы она задерживает снег.

Эти приемы замедляют воздушные потоки над снежным покровом, что способствует оседанию снега, переносимого ветром. Для большей эффективности кулисы, лесополосы и снежные валы следует располагать перпендикулярно направлению господствующих ветров.

В районах, где снежный покров мощный и где возможно выпревание озимых, снег уплотняют. Этот прием увеличивает теплопроводность снега, в результате чего снижается температура почвы на глубине узла кущения озимых.

В ряде северных районов, где вегетационный период очень короток, а снежный покров мощный и тает медленно, используют прием *снегосгонки*. Этот прием состоит в зачернении поверхности снега торфяной крошкой. В результате резкого уменьшения альбедо снег поглощает больше солнечной радиации и стаивает на 10–15 дней раньше, чем на окружающих полях, что позволяет провести досрочную обработку почвы и ранний сев.

Для правильного проведения снежных мелиорации необходимо использовать информацию об осенних запасах влаги на полях, динамике высоты снежного покрова в течение зимы, преобладающих направлениях ветра.

### 6.3. Почвенная влага

Влага является одним из незаменимых факторов жизни растений. Они используют в основном влагу, содержащуюся в почве. Поэтому так важны сведения о влажности почвы, закономерностях ее формирования и изменения во времени и в пространстве в различных климатических зонах. Установление зависимости формирования урожая от запасов почвенной влаги имеет значение для оценки состояния посевов и насаждений, для определения эффективности агротехнических мероприятий.

**Методы определения влажности почвы.** Основным методом определения влажности почвы является термостатно-весовой. По этому методу почвенным буром АМ-16 производят отбор проб почвы через каждые 10 см до глубины 50 или 100 см. Из нижней трети бурового стакана почву перекалывают в алюминиевые сушильные стаканчики и закрывают крышками. После отбора проб стаканчики с почвой доставляют на станцию и взвешивают с точностью до 0,1 г. Каждый стаканчик имеет номер, а масса пустого стаканчика записана в специальном журнале.

**Агрогидрологические свойства почвы.** Взаимодействие воды с почвой, передвижение почвенной влаги и ее усвоение растениями в почвах, различных по механическому составу, структуре, порозности, происходит неодинаково. Проведенные исследования показывают, что существуют определенные значения влажности почвы (так называемые узловые точки), при достижении которых резко меняются как свойства почвенной влаги, так и ее доступность для растений. Эти узловые точки характеризуют водно-физические свойства почвы.

В основу установления агрогидрологических свойств почвы положен принцип разделения почвенной влаги по степени связности, подвижности и доступности ее для растений, что позволяет из общего количества содержащейся в почве влаги выделить ту ее часть, которая может быть усвоена корневой системой растений. Следовательно, представляется возможным сравнить влажность различных почв по степени ее доступности для растений.

В настоящее время в агрометеорологии применяют следующие агрогидрологические характеристики: непродуктивная влага, влажность устойчивого завядания, влажность разрыва капилляров, наименьшая влагоемкость, капиллярная влагоемкость, полная влагоемкость, продуктивная влага. Рассмотрим наиболее важные агрогидрологические характеристики.

*Непродуктивная влага* – часть почвенной влаги, не усваиваемая растениями, т. е. влага, удерживаемая в почве силами, которые превышают осмотическое давление клеточного сока корневых волосков. Она не может быть использована растениями, вследствие чего наступает полное увядание растений, необратимые изменения в клетках и затем полная гибель. В почве содержится при этом только прочносвязанная с частицами почвы вода. Ее количество соответствует максимальной гигроскопичности почвы, т. е. тому количеству воды, которое сухая почва сорбирует из воздуха при его относительной влажности около 100%. Максимальная гигроскопичность разных типов почв очень различна. В процентах от массы абсолютно сухой почвы она составляет у песка 0,5–1,0%, у глины 9–15%.

*Влажность устойчивого завядания* – предел увлажнения почвы, при котором появляются необратимые признаки увядания растений, тургор растений не восстанавливается, прекращается прирост и формирование урожая. Эта характеристика определяет границу между непродуктивной и продуктивной влагой.

Влажность устойчивого завядания возрастает с уменьшением почвенных частиц, поэтому она ниже на песчаных почвах и выше на мелкозернистых, богатых гумусом почвах (табл. 20).

Таблица 20 – Влажность устойчивого завядания (% от массы абсолютно сухой почвы) различных разновидностей почв

Разновидность почвы	Влажность устойчивого завядания
Песок	0,5–1,5
Супесь	1,5–4,0
Суглинок	
легкий	3,7–7,0
средний	5,0–8,0
тяжелый	8,0–12,0
Глина	12,0–20,0
Торф низинный	40,0–50,0

У различных видов растений влажность устойчивого завядания практически одинакова. Она колеблется лишь в пределах 0,3% от массы абсолютно сухой почвы и, следовательно, зависит в основном от свойств почвы, а не от вида растений. В теплых почвах влажность устойчивого завядания несколько ниже, чем в холодных. При запасе влаги ниже влажности завядания почва находится в твердо-пластичном состоянии, что затрудняет обработку почвы.

*Наименьшая влагоемкость* представляет собой максимальное количество воды, которое может находиться в почве в условиях свободного дренирования, т. е. после стекания избытка воды. Она характеризует максимально возможное содержание подвешенной влаги. С увеличением влажности почвы от влажности устойчивого завядания до наименьшей влагоемкости увеличивается доступность влаги для растений. При влажности, близкой к наименьшей влагоемкости, в почве создается хорошая обеспеченность растений влагой. Почва при этом находится в мягкопластичном состоянии и обеспечивает наибольшую производительность работ по обработке почвы.

Наименьшая влагоемкость в зависимости от механического состава почвы изменяется в довольно широких пределах (табл. 21).

*Капиллярная влагоемкость* – это то количество воды, которое почва содержит в капиллярах за счет подтока из грунтовых вод. Капиллярная влага легко доступна растениям. Почва находится в липком состоянии, что затрудняет ее обработку.

Таблица 21 – Наименьшая влагоемкость почв (мм продуктивной влаги)

Почвы	Слой почвы, см	
	0-20	0-100
Суглинистые	40–50	170–190
Супесчаные	30–40	150–170
Песчаные	20–30	80–120

*Полная влагоемкость* – это такое увлажнение почвы, при котором все поры почвы заполнены водой. При этом почвенный воздух вытеснен водой, что пре-

кращает аэрацию почвы и вызывает угнетение растений. Такое избыточное увлажнение почвы в природе наблюдается, когда грунтовые воды поднимаются до поверхности почвы. В нечерноземной зоне полная влагоемкость наблюдается весной, когда нижние слои почвы еще не оттаяли, а верхние переувлажнены талыми водами (верховодка). Проведение полевых работ при этом невозможно.

**Продуктивная влага.** Для сельскохозяйственного производства основное значение имеет только та часть почвенной влаги, которая обеспечивает формирование урожая культурных растений, т. е. превышает влажность устойчивого завядания. Поскольку лишь эта влага используется для формирования продуктивности сельскохозяйственных растений, ее называют *продуктивной влагой*.

Оценку условий водоснабжения сельскохозяйственных культур, произрастающих на разных почвах, можно производить только по запасам продуктивной влаги.

Продуктивную влагу выражают высотой слоя воды в миллиметрах, что позволяет сопоставлять ее запасы с расходом воды (испарением) и ее приходом (осадками), которые также измеряются в миллиметрах. Для выражения количества продуктивной влаги в миллиметрах надо знать объемную массу почвы, т. е. массу 1 см<sup>3</sup> абсолютно сухой почвы с ненарушенным строением. Обычно объемная масса почвы меняется в пределах 1,0–1,8 г/см<sup>3</sup>. Чем рыхлее почва, чем больше в ней пор, тем меньше ее объемная масса.

Согласно методике, применяемой в агрометеорологии, оценка влагозапасов на сельскохозяйственных полях производится только в миллиметрах продуктивной влаги. Для этого на всех наблюдательных участках метеорологических станций определены по слоям через каждые 10 см объемная масса почвы, влажность устойчивого завядания, а также некоторые другие характеристики, в частности наименьшая влагоемкость почвы. Например, наименьшая влагоемкость метрового слоя черноземных почв находится в пределах 170–190 мм продуктивной влаги.

**Годовой ход запасов продуктивной влаги в различных почвенно-климатических зонах России.** Исследования Л.А. Разумовой и С.А. Вериги положили начало изучению закономерностей формирования почвенной влаги на территории России. Ими установлены особенности ее годового хода в различных агрогидрологических зонах на полях озимых и яровых культур и выделены четыре агрогидрологические зоны.

Зона о б в о д н е н и я охватывает районы Нечерноземной зоны с высоким стоянием грунтовых вод: северо-западные районы Европейской части РФ и таежные районы Западно-Сибирской низменности. Зимой в мерзлом слое почвы этой зоны идет интенсивное накопление влаги, подтягиваемой к его нижней границе, поэтому в конце зимы здесь наблюдается годовой максимум продуктивной влаги, достигающий 300 мм. Весной с оттаиванием почвы избыток почвенной влаги и снеговая вода сбрасываются и происходит сильный сток, вызывающий весенний паводок. В начале теплого периода уменьшение запасов влаги идет медленно, пока уровень грунтовых вод не снизится и капиллярная кайма, поднимающая влагу к поверхности, не опустится. После

этого в верхнем слое почвы (0–50 см) влажность опускается ниже наименьшей влагоемкости.

Минимум запасов влаги наблюдается в июле, однако в метровом слое он обычно составляет около 150 мм. Лишь в остро засушливые годы он снижается до 100 мм. В пахотном слое, где залегают основная масса корней, запасы влаги могут понижаться до 10 мм продуктивной влаги, что вызывает засуху и резко снижает урожай. Но чаще в этой зоне наблюдается переувлажнение почвы.

**Зона капиллярного увлажнения** расположена южнее первой зоны и ограничена с юга линией, идущей через Калининград, Ливны, Кудымкар, Тобольск, Кемерово. Зимний режим увлажнения и годовой максимум запасов влаги в этой зоне близки к тому, что имеет место в зоне обводнения. Весной запасы влаги быстро снижаются. Годовой минимум приходится на июль и в среднем составляет в метровом слое около 100 мм на суглинках и менее 100 мм на супесчаных почвах. В сухие годы в течение двух летних месяцев посевы, особенно яровые, могут страдать от недостатка влаги.

**Зона полного весеннего промачивания.** Годовой максимум наблюдается весной, когда почва промачивается на глубину метрового слоя до наименьшей влагоемкости, что составляет 170–180 мм. Годовой минимум наблюдается к концу вегетации сельскохозяйственных культур и, по средним многолетним данным, находится в пределах 50–100 мм. В годы сильных засух запас продуктивной влаги в метровом слое может снижаться до 10–20 мм.

**Зона слабого весеннего промачивания** расположена к югу от предыдущей зоны и охватывает сухостепные районы степи Северного Кавказа (кроме Кубани и предгорных районов), Среднее и Нижнее Поволжье, Южный Урал, южные районы Западной Сибири. В этой зоне даже весной почвы промачиваются талыми водами на глубину меньше 1 м. Годовой минимум отмечается обычно осенью, причем в наиболее засушливых районах этой зоны возможно полное иссушение почвы до 50 см и даже глубже.

Во всех агрогидрологических зонах запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы весной являются наибольшими. Они в значительной степени определяют влагообеспеченность посевов в первую половину вегетационного периода. Учет их распределения по территории России имеет большое практическое значение.

Особенности годового хода почвенной влаги оказывают большое влияние на сельскохозяйственное производство, обуславливая подбор сортов и гибридов с различной степенью засухоустойчивости. Они определяют технологию возделывания сельскохозяйственных культур и характер агрометеорологических мероприятий, направленных на улучшение водного режима почвы.

**Влагообеспеченность сельскохозяйственных культур и пастбищ.** Степень соответствия потребности растений в почвенной влаге для формирования высоких урожаев запасам продуктивной влаги в почве называют *влагообеспеченностью растений*.

В результате обработки массовых материалов наблюдений агрометеорологических станций была установлена прямая связь между запасом продуктивной влаги, состоянием растений и урожайностью.

У зерновых культур в период от посева до кущения состояние растений в основном определяется влажностью верхнего слоя почвы (0–20 см). При запасах продуктивной влаги в этом слое менее 5 мм всходы, как правило, не появляются. Удовлетворительное состояние всходов соответствует запасам влаги 12–15 мм, а отличное наблюдается при влажности, близкой к наименьшей влагоемкости. У озимых в черноземной зоне запасы продуктивной влаги весной в пределах 140–180 мм в слое 0–100 см обеспечивают высокие урожаи.

Наиболее тесная связь урожая зерновых с запасами влаги в метровом слое наблюдается в период формирования элементов продуктивности колоса (выход в трубку – цветение). Максимальные урожаи создаются при запасах продуктивной влаги 100–125 мм в течение этого периода. При больших запасах влаги посевы могут полегать, поражаться грибными заболеваниями и т. д.

У кукурузы, по данным Ю.И. Чиркова, наиболее высокие урожаи зерна обеспечиваются запасом продуктивной влаги 70–80 мм в слое почвы 0–50 см в фазе выметывания метелки. Высокие урожаи зеленой массы кукурузы создаются, если в слое почвы 0–50 см запасы влаги в течение всего периода вегетации не опускаются ниже 60 мм.

Для картофеля после цветения оптимальные запасы продуктивной влаги в полуметровом слое почвы составляют 60–70 мм. На супесчаных почвах они обеспечивают наибольший прирост клубней при температуре 16–18° С.

Для многих культурных растений большое значение имеет увлажнение пахотного слоя почвы (0–20 см), где расположена основная часть корней. Снижение запасов продуктивной влаги в этом слое ниже 20 мм начинает неблагоприятно влиять на формирование урожая.

Продуктивность пастбищ также зависит от степени их обеспеченности влагой. Наилучшая влагообеспеченность пастбищной растительности создается при запасах влаги, близких к наименьшей влагоемкости. Поэтому на культурных пастбищах при помощи поливов запасы продуктивной влаги поддерживаются на уровне 70–80% наименьшей влагоемкости. Орошаемые пастбища в последние годы получили широкое распространение в нечерноземной зоне, их экономическая эффективность очень высока.

**Регулирование водного режима почвы.** Основными методами регулирования водного режима являются осушение, орошение, чистые пары и те приемы, которые направлены на уменьшение непродуктивного испарения почвы, а также снегозадержание.

В засушливых районах наиболее эффективным способом улучшения водного режима почвы является орошение. Крупные массивы орошаемых земель созданы в Поволжье, на Северном Кавказе. Передовики сельскохозяйственного производства получают на орошаемых массивах высокие урожаи: больше 10,0 т/га зерна кукурузы, 6,0–7,0 т/га пшеницы.

Число поливов, оросительные и поливные нормы должны регулироваться в соответствии со сложившимися и ожидаемыми условиями погоды, чтобы наиболее эффективно расходовать поливную воду, ресурсы которой весьма ограничены.

В зоне недостаточного увлажнения влагонакоплению способствует чистый пар. В сухостепных районах на чистых парах ко времени сева озимых продуктивной влаги накапливается на 50–60 мм больше, чем на непаровых полях. Нередко эта разность достигает 70–100 мм. Существенное значение в регулировании почвенной влаги имеет ранняя вспашка зяби.

Все мероприятия, направленные на уменьшение непродуктивного испарения и снегозадержание в степной засушливой зоне, способствуют оптимизации водного режима почвы.

В районах избыточного увлажнения, а также на заболоченных территориях для улучшения водного режима почв применяют различные способы осушения. В настоящее время осушительная сеть охватывает *более* 11 млн. га, из них более 2 млн. га имеют закрытый дренаж. Осушение земель улучшает их аэрацию и температурный режим, что способствует повышению урожайности сельскохозяйственных культур. На осушенных, хорошо удобренных почвах урожай зерновых достигает 3,0–4,0 т/га.

В отдельные сухие годы на осушенных почвах может создаваться недостаток влаги. Поэтому в современных проектах предусматривается возможность подъема уровня воды в осушительных каналах для повышения влажности почвы. При дренажной системе осушения часто создаются совмещенные осушительно-оросительные системы, где оросительная часть представлена дождеванием. Такие системы в районах постоянного и временного избыточного увлажнения Нечерноземной зоны являются экономически наиболее эффективными для ряда культур.

## 7. ВЕТЕР. ПОГОДА И ЕЕ ПРЕДСКАЗАНИЕ

Связь между ветром и изменениями погоды была установлена еще Аристотелем (384–322 гг. до нашей эры), который написал первую книгу о метеорологических явлениях.

### 7.1. Ветер

Ветром называют такое движение воздуха относительно земной поверхности, в котором преобладает горизонтальная составляющая. Характеризуют ветер *направлением, скоростью и порывистостью*. Непосредственной причиной возникновения ветра является различие атмосферного давления в разных точках земной поверхности, создающее горизонтальный барического градиента. Движение воздуха, возникшее под действием силы барического градиента, происходит не точно по направлению этого градиента, т. е. не по прямой линии от высокого давления к низкому, а по более сложной траектории, обусловленной взаимодействием силы градиента с отклоняющей силой вращения Земли, центробежной силой и силой трения.

Под влиянием вращения Земли движущийся воздух отклоняется от

направления барического градиента в северном полушарии вправо, в южном – влево. Центробежная сила возникает при движении воздуха по криволинейной траектории. Сила трения возникает в результате соприкосновения движущегося воздуха с подстилающей поверхностью, а также внутри самой воздушной массы из-за разной скорости движения отдельных ее слоев. Вследствие трения воздух у поверхности движется медленнее, чем в вышележащих слоях. Сила трения уменьшает как скорость ветра, так и отклонение ветра от направления барического градиента.

Под совокупным действием перечисленных сил ветер в нижнем слое атмосферы над сушей отклоняется от барического градиента на  $50-60^\circ$ , над морем – на  $60-70^\circ$ . Угол отклонения ветра от градиента возрастает с высотой и примерно на  $1000-1500$  м приближается к  $90^\circ$ .

Порывистость ветра возрастает с увеличением его скорости. Порывы, т. е. скачкообразные усиления и ослабления ветра, при средней его скорости  $5-10$  м/с в среднем составляют  $\pm 3$  м/с, а при скорости  $11-15$  м/с возрастают до  $\pm 5-7$  м/с.

Скорость ветра измеряют в метрах в секунду (м/с), реже в километрах в час (км/ч) и баллах. За направление ветра принимают то, откуда дует ветер. Направление определяют в румбах (их 16) или угловых градусах.

На метеорологических станциях для определения направления и скорости ветра у поверхности земли служит флюгер; он устанавливается на высоте  $10-12$  м над земной поверхностью.

Для определения скорости ветра в поле, в лесополосе, на опытных посевах и т. д. служит ручной анемометр. Это удобный походный прибор, предназначенный для измерения средней скорости ветра за небольшой интервал времени (обычно  $100$  с).

На метеостанциях широко используются также электрические анемометры и анеморумбометры (М-63-1М), а также самопишущие приборы для непрерывной регистрации направления и скорости ветра – анеморумбографы (М-64 и др.).

Для изучения повторяемости ветров различных направлений строят график, называемый розой ветров, на котором выявляется также и преобладающее направление ветра в данном месте за определенный период (месяц, сезон, год).

**Суточный и годовой ход скорости ветра. Влияние подстилающей поверхности на скорость ветра.** Суточный ход скорости ветра над поверхностью океанов почти не выражен, но над сушей проявляется четко. В конце ночи скорость ветра бывает наименьшей, а после полудня достигает максимума. Особенно четко выражен суточный ход скорости ветра летом в жаркие дни, что объясняется усилением конвекции и турбулентного перемешивания вследствие сильного, но неодинакового нагревания участков подстилающей поверхности в такие дни.

Суточный ход скорости ветра летом наблюдается до высоты  $200-300$  м. В более высоких слоях ветер не испытывает тормозящего влияния подстилающей



шей поверхности и не ослабевает даже ночью. Вторжения воздушных масс иногда нарушают нормальный суточный ход скорости ветра.

Годовой ход скорости ветра определяется закономерностями общей циркуляции атмосферы. Поэтому он не одинаков в различных районах земного шара. На Европейской части России летом средние скорости ветра наименьшие, а в январе и феврале – наибольшие. В Восточной Сибири, наоборот, в январе и феврале средние месячные скорости ветра наименьшие, а летом – наибольшие. Наибольшая скорость ветра на Земле наблюдается в некоторых пунктах Антарктики, где средняя суточная скорость достигает 45 м/с, а максимальная – 90 м/с.

На скорость ветра большое влияние оказывает подстилающая поверхность. Над океанами скорость ветра наибольшая. Над неровной поверхностью суши она уменьшается под действием силы трения. В котловинах и долинах скорость ветра меньше, чем над холмами, в городе она меньше, чем в сельской местности, на полях, защищенных лесополосами, меньше, чем в открытой степи, и т. д. Ослабление скорости ветра непосредственно у земной поверхности особенно заметно. Так, над травяным покровом на высоте 10 см скорость ветра уменьшается на 65–80% при скорости ветра 3–5 м/с на высоте 2 м.

**Местные ветры.** Воздушные течения в нижнем слое атмосферы, характерные для определенных ограниченных географических районов, называются местными ветрами.

Бризы – это ветры, возникающие на берегах морей и крупных озер в ясную погоду. Днем вследствие более сильного нагрева суши по сравнению с водоемом давление над ней понижается и в слое атмосферы до высоты около 100 м возникает перенос воздуха с водоема на сушу, проникающий на расстояние 30–40 км от берега. Дневной (морской) бриз смягчает жару на берегу и повышает влажность воздуха, что благотворно действует на растения. Ночью поверхность водоема теплее соседней суши и ветер меняет направление на противоположное: происходит перенос воздуха с суши на водоем – береговой бриз.

Морской бриз начинается с 8–10 ч, после полудня достигает максимальной скорости (5–6 м/с), а перед заходом солнца затухает. Береговой бриз дует ночью, скорость его меньше морского и не превышает 3–4 м/с. Бризы представляют собой замкнутую местную циркуляцию воздуха.

Бризы особенно хорошо выражены в тропических пустынях, расположенных на побережьях. В Советском Союзе бризы наблюдаются в теплое время года на побережьях Черного, Азовского, Каспийского и Балтийского морей. На побережьях больших озер бризы выражены слабо и распространяются на сушу лишь на небольшое расстояние от побережья.

**Горно-долинные ветры** возникают в результате сильного нагревания склонов гор при ясной погоде. Нагретый днем воздух поднимается по склонам, образуя слабый долинный ветер. Ночью склоны гор остывают и холодный воздух стекает вниз, вытесняя более теплый воздух из долины. Возникает горный ветер.

Весной такой ветер может вызвать понижение температуры воздуха, опасное для цветущих садов.

Фён – теплый сухой ветер, дующий с гор в долину и нередко действующий на растения так же, как сухой ветер. Фён образуется при перетекании воздуха через горные хребты. Поднимаясь по наветренной стороне горы, воздух охлаждается, пар в нем конденсируется и выпадает в виде осадков. Перевалив через хребет и опускаясь по склону, воздух адиабатически нагревается. Оставшийся в нем водяной пар быстро удаляется от состояния насыщения, и воздух, опустившись в долину, приобретает более высокую температуру и меньшую относительную влажность, чем он имел перед поднятием на горный хребет (рис. 2).

Например, если до подъема воздуха его температура была  $20^{\circ}\text{C}$ , а относительная влажность  $50\%$ , то, перевалив через хребет на высоте  $3000\text{ м}$  и опустившись до прежнего уровня, воздух будет иметь температуру  $29,5^{\circ}\text{C}$ , а относительную влажность  $14\%$ . Чем больше высота, с которой опустился воздух, тем выше в долине температура фена, тем ниже его относительная влажность и сильнее губительное действие на растения.

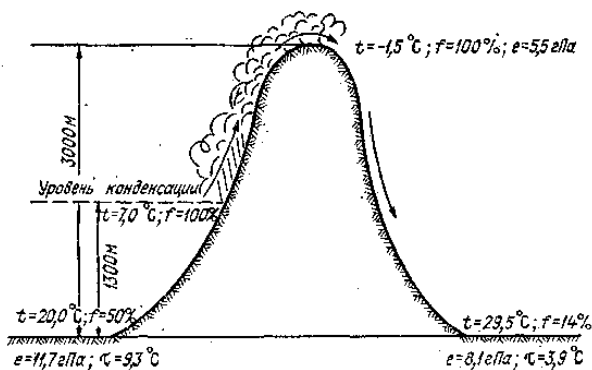


Рис. 2. Схема образования фена

Следует отметить особый тип ветров – муссоны, которые относятся к общей циркуляции атмосферы и охватывают огромные территории. Муссоны – устойчивые воздушные течения, дважды в год меняющие свое направление. Поэтому различают летний и зимний муссон. Зимой вследствие повышенного атмосферного давления над сушей ветры, направленные с суши на море, несут континентальный воздух, что обуславливает малооблачную зиму на побережье. Летом муссон приносит влажный морской воздух и сопровождается большим количеством осадков.

В России муссоны хорошо выражены на Дальнем Востоке. Поэтому зимы здесь суровые, малоснежные. Например, во Владивостоке, который находится на широте Сочи, зима холоднее, чем в Архангельске, осадков выпадает мало, а лето влажное – количество осадков в 3–4 раза больше, чем зимой. В Южной Азии летний тропический муссон обуславливает огромное количество осадков, вследствие чего он является здесь основным фактором, обеспе-

чивающим функционирование сельского хозяйства в Индии, Пакистане и других странах этого региона.

**Значение ветра в сельском хозяйстве.** Ветер способствует перемешиванию воздуха, поддерживая постоянство газового состава атмосферы. Он переносит влажный воздух с океанов и морей в глубь материков, обеспечивая растения влагой. Ветер является источником энергии, что особенно важно для отдаленных районов. Он может приводить в движение различные ветродвигатели, используемые часто в сельском хозяйстве. Ветер способствует опылению растений, переносу семян дикорастущих деревьев и трав.

Отрицательное действие ветра состоит в усилении непродуктивного испарения с поверхности почвы, обуславливающего почвенную засуху, а также в ветровой эрозии и в усилении повреждения растений при атмосферной и почвенной засухах. Сильные ветры (ураганы) разрушают постройки, мосты, линии связи и электропередачи, вызывают метели, пыльные бури, наводнения, полегание посевов и т. д.

Скорость ветра и его направление необходимо учитывать при подкормке полей удобрениями и при опылении ядохимикатами садов с самолетов и вертолетов. Направление господствующих ветров (по розе ветров) необходимо знать при закладке лесополос и посеве кулис, при снегозадержании и борьбе с ветровой эрозией, при выпасе скота и т.д. Для сельского хозяйства имеют значение также местные ветры – бризы, горно-долинные, фены. На территориях, имеющих муссонный климат, решающее значение для сельского хозяйства имеют муссоны, определяющие годовой режим осадков.

## 7.2. Погода

*Погодой* называют непрерывно меняющееся состояние атмосферы, которое в данном месте и в данный момент характеризуется совокупностью значений метеорологических величин. Погода часто отличается большим разнообразием и изменчивостью. Различают периодические и непериодические изменения погоды.

**Периодические и непериодические изменения погоды.** *Периодические изменения погоды* – это изменения, обусловленные суточным и годовым ходом метеорологических величин, т. е. изменения, зависящие от суточного и годового вращения Земли. Суточный и годовой ход важнейших метеорологических величин был описан в предыдущих параграфах.

*Непериодические изменения погоды* – это изменения, обусловленные переносом воздушных масс. Они нарушают нормальный суточный и годовой ход метеорологических величин, т. е. уменьшают или даже перекрывают периодические изменения погоды.

Несовпадение фазы периодических и непериодических изменений обуславливает наиболее резкие изменения погоды. Например, весной постепенно увеличивается приход солнечной радиации, с каждым днем все больше прогреваются почва и воздух – происходит периодическое изменение пого-

ды, обусловленное годовым вращением Земли. Но если в какой-либо день в данный район с утра вторгается арктический воздух, то температура начинает резко снижаться и в полдень может стать даже холоднее, чем было в прошлую ночь. Следовательно, нормальный суточный ход температуры воздуха нарушается. В последующие дни и недели может стать еще холоднее, тогда нарушается и ее годовой ход.

Подобные похолодания весной и летом, а также оттепели зимой – нередкое явление в странах с умеренным климатом. Таким образом, погода зависит не только от времени суток и года, но в значительной степени также от свойств воздушных масс, движущихся или удерживающихся над данным районом.

**Общая циркуляция атмосферы.** В атмосфере существует сложная система воздушных течений, переносящих огромные массы воздуха из одних районов земного шара в другие. Совокупность основных воздушных течений на земном шаре называют *общей циркуляцией атмосферы*.

К основным воздушным течениям относят течения, обусловленные разностью температур воздуха в различных широтных зонах вблизи земной поверхности и на высотах: 1) струйные течения – потоки воздуха в верхнем слое тропосферы и в нижней стратосфере; 2) воздушные течения в циклонах и антициклонах, обеспечивающие межширотный обмен воздуха; 3) пассаты – ветры северо-восточного и восточного направлений в тропических широтах северного полушария и юго-восточного и восточного направлений в тропиках южного полушария, в течение года почти не меняющие свое направление; 4) муссоны.

В большей части тропосферы, за исключением полярных и тропических широт, на высотах более 1–2 км преобладает западный перенос воздуха, т. е. перемещение его с запада на восток. В нижних слоях тропосферы, в том числе у земной поверхности, движение воздушных масс усложняется вследствие неоднородности земной поверхности (океаны – материки, равнины – горы), а также под влиянием областей повышенного и пониженного давления. На рис. 3 приведена схема зонального распределения и преобладающих воздушных течений над слоем трения и внутри этого слоя, т. е. вблизи земной поверхности.

В умеренных широтах горизонтальный барический градиент в нижнем слое атмосферы в среднем направлен от субтропиков к полярному кругу. Поэтому в этом слое, где среднее отклонение ветра от градиента составляет около 60–70°, в северном полушарии преобладает юго-западный перенос воздуха, а в южном – юго-восточный. В частности, в сельскохозяйственных районах России, расположенных между 35 и 65° с. ш., тоже преобладает юго-западный и западный перенос, что обуславливает проникновение влажного воздуха Атлантики в глубь Евразийского континента и, следовательно, улучшает, особенно в западных районах, влагообеспеченность растений.

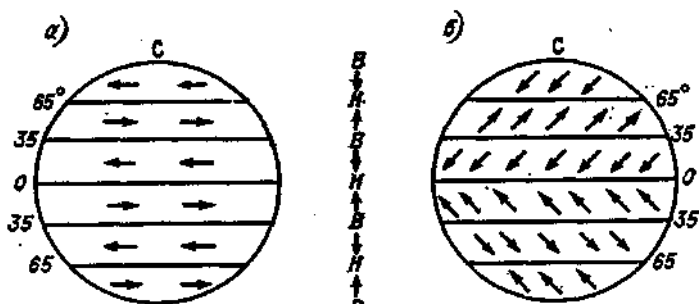


Рис. 3. Зональное распределение воздушных течений в атмосфере.  
 а – выше слоя трения, б – в слое трения.

Между рисунками стрелками указано направление градиента давления в соответствующих зонах.

**Воздушные массы.** Тропосфера всегда разделена на отдельные воздушные массы, занимающие по площади миллионы квадратных километров и отличающиеся одна от другой своими свойствами, а потому и характером погоды. Воздушные массы отличаются одна от другой прежде всего своей температурой, влажностью, запыленностью, характером облачности. Свойства воздушных масс определяются особенностями того района, где они сформировались. Например, у масс воздуха, сформировавшихся летом над океанами, температура ниже, запыленность меньше, а влажность больше, чем у масс, сформировавшихся на тех же широтах, но над материком.

Воздушные массы классифицируются по географическим областям, в которых они сформировались. Выделяют следующие основные воздушные массы: 1) арктические (антарктические) – формирующиеся в Арктике (Антарктике) и затем перемещающиеся в более низкие широты; 2) массы умеренных широт («полярные») – формирующиеся в умеренных широтах и перемещающиеся к северу или к югу; 3) тропические – формирующиеся в субтропических и тропических широтах и перемещающиеся в умеренные широты; 4) экваториальные – формирующиеся в экваториальном поясе Земли.

В каждом типе воздушных масс выделяют морской или континентальный подтип в зависимости от того, над океаном или над сушей сформировалась данная масса. В средних широтах морские воздушные массы летом холоднее континентальных, а зимой теплее.

Перемещаясь из района формирования в другие районы, воздушная масса под влиянием подстилающей поверхности постепенно изменяет свои свойства, превращаясь в массу другого географического типа. Изменение свойств воздушной массы называют ее *трансформацией*.

В России арктические воздушные массы могут проникать до Черного мо-

ря и Средней Азии, вызывая резкие похолодания, губительные для растений. Оттепели в России связаны с вторжениями тропического воздуха и морского воздуха умеренных широт.

**Фронты. Циклоны и антициклоны.** Переходные зоны между двумя воздушными массами называют *фронтальными зонами*, или *фронтами*. Ширина фронтальной зоны много меньше размеров воздушных масс. Поэтому фронт можно рассматривать как поверхность раздела между соседними воздушными массами. Линию пересечения фронта с земной поверхностью называют *линией фронта*. Фронт располагается под очень малым углом к земной поверхности (доли градуса). При этом теплая масса лежит над холодной.

Фронты, разделяющие основные воздушные массы, называют *главными фронтами*. К ним относят арктический (антарктический) – между арктическим (антарктическим) воздухом и воздухом умеренных широт; полярный – между воздухом умеренных широт и тропическим; тропический – между тропическим и экваториальным воздухом. Особое значение для общей циркуляции атмосферы и для циклонической деятельности в умеренных широтах имеют полярные фронты. Кроме главных фронтов, существуют *вторичные фронты*, разделяющие несколько различающиеся объемы воздуха внутри одной и той же воздушной массы.

Если более теплая воздушная масса натекает на более холодную, то фронт между ними называют *теплым*. Если же, наоборот, холодный воздух клином продвигается под теплый, то фронт называют *холодным*.

В системе общей циркуляции атмосферы существуют области пониженного и повышенного давления. Область пониженного давления называют *циклоном*. Минимальное давление наблюдается в центре циклона, а к его периферии оно возрастает.

Циклоны возникают на атмосферных фронтах, при этом в циклон вовлекаются обе воздушные массы, разделяемые фронтом. На поверхности фронта возникают волны, причем более теплая масса, вторгшаяся в более холодную область, двигается вперед и наступает на холодный воздух, образуя теплый фронт. В тылу теплой массы наступает холодный воздух, вытесняя теплый воздух вверх, – создается холодный фронт (рис. 4). Постепенно волна развивается и вокруг центра циклона возникает вращательное движение воздуха, направленное в северном полушарии против часовой стрелки. В центре циклона вследствие развития восходящих движений воздуха давление все более понижается. Диаметр развитого циклона может достигать 1000–1500 км.

Циклон перемещается примерно в направлении движения теплой воздушной массы. В умеренных широтах северного полушария это движение обычно происходит на восток или на северо-восток. Летом циклоны движутся со скоростью 400–800 км в сутки, а зимой до 1000 км в сутки.

При прохождении теплого и холодного фронтов наблюдается определенная смена форм облаков. Приближение теплого фронта обнаруживается по появлению нитевидных перистых облаков, которые затем переходят в перисто-слоистые, высоко-слоистые и, наконец, в слоисто-дождевые, дающие обложные осадки.

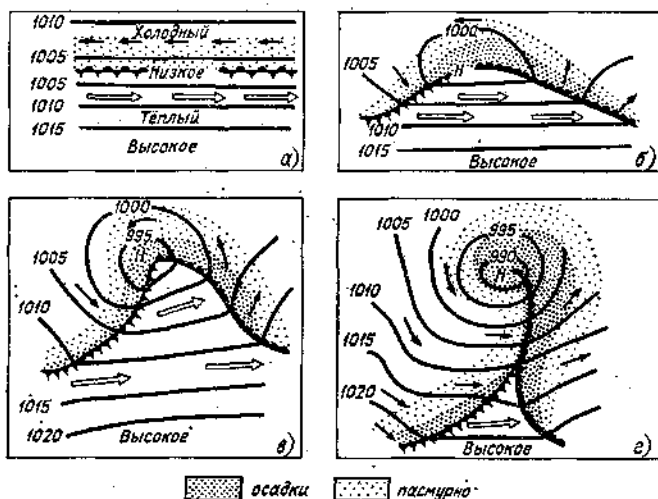


Рис. 4. Развитие циклона на фронте.

*а, б* – начальные стадии, *в* – молодой циклон с теплым сектором, *г* – окклюдированный циклон.

На холодном фронте образуются кучево-дождевые облака, выпадают ливневые осадки, усиливается ветер. Между двумя фронтами в циклоне находится сектор теплого воздуха. Обычно холодный фронт движется быстрее теплого и через несколько дней догоняет его, образуя сложный фронт окклюзии (смыкания). Процесс развития циклона на этом заканчивается.

Область повышенного давления называют антициклоном. Максимум давления находится в центре антициклона, к периферии давление понижается. Антициклон охватывает территорию диаметром 2–3 тыс. км и более. В связи с нисходящими движениями воздуха, развивающимися в центральной части антициклона, здесь создается сухая ясная или малооблачная погода. Летом она может вызвать атмосферную засуху. Зимой в антициклоне образуются глубокие приземные инверсии. Ветер в центральной части антициклона обычно слабый. В северном полушарии воздух у земной поверхности в антициклоне движется по часовой стрелке.

Различают подвижные и стационарные антициклоны. Первые образуются в Арктике и перемещаются в умеренные широты, принося сюда сухой холодный воздух. Вторые образуются преимущественно над океанами и зимой в умеренных широтах над материками, удерживаются они в одной и той же области по несколько недель и даже месяцев. Примером последнего является сибирский антициклон.

На Европейской части России характер погоды и ее изменения в основном определяются циклонической деятельностью (чередованием циклонов и ан-

тициклонов). Циклоны поступают сюда чаще всего с северной части Атлантического океана через Скандинавию. Но некоторые циклоны приходят также со Средиземного и Черного морей. Антициклоны приходят на эту территорию летом с северо-запада, а зимой с северо-востока и востока.

Кроме циклонов и антициклонов, выделяют и другие формы барического поля: ложбины – вытянутые области с относительно пониженным давлением; гребни, отроги и ядра – барические образования на периферии антициклонов; седловины – области, находящиеся между циклонами и антициклонами. Все эти формы барического поля называют барическими системами.

**Синоптическая карта. Прогнозы погоды.** Формирование и перемещение воздушных масс, расположение и траектории движения циклонов и антициклонов имеют большое значение для составления прогнозов погоды. Наглядное представление о состоянии погоды в данный момент на обширной территории дает синоптическая карта (от древнегреческого «синоптикос» – обозримый одновременно).

Синоптическая карта – это географическая карта, на которой условными знаками нанесены результаты одновременных наблюдений многих метеостанций. Синоптические карты составляются для различных территорий – от полушарий и континентов до отдельных сравнительно небольших районов. Поскольку наблюдения на станциях производятся через каждые 3 ч, то при последовательном составлении и сравнении карт выясняется направление и скорость движения воздушных масс, развитие циклонов, перемещение фронтов и связанных с ними зон осадков. Анализ синоптических карт позволяет предвидеть изменения погоды. Метод прогноза погоды, основанный на анализе синоптических карт, называют синоптическим.

В последние десятилетия синоптическая информация, ранее включавшая в себя в основном наземные данные, обогатилась результатами аэрологических наблюдений, т. е. наблюдений в Свободной атмосфере. Все полнее используется также спутниковая информация, освещающая океаны и труднодоступные части суши, где нет метеостанций. Например, фотографирование облачных систем со спутников позволяет обнаруживать зарождение опасных тропических циклонов над океанами.

Наряду с синоптическим методом разрабатывают гидродинамический (численный) метод, позволяющий путем численного интегрирования по времени уравнений гидродинамики и термодинамики, описывающих текущее состояние и дальнейшие преобразования атмосферы, составлять прогноз изменения метеорологических величин в численной форме. Решение сложных уравнений численного прогноза, использующее всю доступную метеорологическую информацию, стало возможным только с появлением более совершенных электронных вычислительных машин.

Для народного хозяйства большое значение имеют долгосрочные прогнозы погоды (на месяц, сезон). Их составление является исключительно трудной задачей. Для ее решения надо рассмотреть огромное число возможных изменений воздушных масс и барических систем на продолжительный пери-



од. Для долгосрочных прогнозов применяют различные методы: гидродинамический, метод аналогов, физико-статистический и др. Метод аналогов, разработанный Б. П. Мультиановским и его школой, состоит в допущении, что за одинаковым исходным положением дальнейшее развитие процессов тоже должно быть одинаковым. Поэтому в многолетнем материале отыскивают аналоги погодных процессов текущего периода и по погоде месяца, следовавшего за месяцем-аналогом, определяют ожидаемую погоду следующего месяца. Проводят также типизацию синоптических процессов, позволяющую определить вероятность смены одних типов погоды другими типами.

Разрабатывают также методы долгосрочных вероятностных прогнозов для конкретных регионов, в которых указывают вероятность осуществления прогнозируемого явления или состояния на основании статистической обработки многолетних рядов метеорологических наблюдений.

В последние годы усилилось внимание к изучению солнечно-атмосферных связей для целей долгосрочного прогноза погоды. Результаты исследований свидетельствуют о возможном влиянии колебаний солнечной активности на атмосферную циркуляцию и, следовательно, на формирование погоды. Над усовершенствованием методов прогноза погоды работают многочисленные коллективы ученых в России и за рубежом.

## 8. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ, ОПАСНЫЕ ДЛЯ СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА

Условия погоды в ряде случаев могут быть неблагоприятными для культурных растений и сельскохозяйственных животных. Нередко они могут нанести большой ущерб сельскохозяйственному производству. В таких случаях их относят к опасным метеорологическим явлениям. Основные из них в теплый период – заморозки, засухи, суховеи, пыльные бури, град, сильные ливни, а зимой – сильные морозы, гололед и некоторые другие явления, обусловленные особенностями залегания снежного покрова и температурного режима почвы и воздуха. Для разработки эффективных мер борьбы с этими явлениями их необходимо изучать.

### 8.1. Заморозки

Заморозком называется понижение температуры воздуха или деятельной поверхности до  $0^{\circ}\text{C}$  и ниже на фоне положительных средних температур воздуха. Заморозки наблюдаются во всех сельскохозяйственных районах России. Поэтому изучение условий их возникновения и влияния на сельскохозяйственные растения имеет большое практическое значение.

Сведения о заморозках требуются для оценки заморозкоопасности территорий и обоснования размещения теплолюбивых растений, для установления сроков сева и уборки сельскохозяйственных культур и селекции их на замо-

розкостойкость, а также для разработки мер защиты растений от этого опасного явления.

Заморозки, наблюдающиеся весной и осенью в зоне умеренного климата – обычное климатическое явление. Опасны для сельскохозяйственных культур заморозки, совпадающие с вегетационным периодом сельскохозяйственных культур. Наиболее опасны поздние весенние и ранние осенние заморозки.

**Типы заморозков и условия их возникновения.** По характеру процессов, вызывающих возникновение заморозков, и погодных условий, сопровождающих их, различают три типа заморозков.

1. *Адвективные заморозки.* Возникают вследствие вторжения холодного воздуха арктического происхождения обычно весной и осенью. При этом происходит понижение температуры воздуха во всем приземном слое. Амплитуда суточного хода температуры воздуха невелика, различие между температурой воздуха на высоте 2 м и у поверхности почвы незначительно. Адвективные заморозки могут длиться несколько суток подряд, охватывают большие территории и мало зависят от местных условий.

2. *Радиационные заморозки.* Обусловлены интенсивным охлаждением деятельной поверхности в результате излучения в ясные тихие ночи при невысоком уровне средних суточных температур воздуха. При этом в приземном слое воздуха образуется инверсия температуры. На поверхности почвы или сомкнутого травостоя холоднее, чем на высоте 2 м, в среднем на 2,5–3,0° С, а в резко континентальном климате Сибири на 4,0–4,5° С.

3. *Адвективно-радиационные заморозки.* Образуются вследствие вторжения холодного воздуха и дальнейшего ночного охлаждения деятельной поверхности при ясном небе. Адвекция и радиационное охлаждение проявляются здесь в комплексе.

Адвективные заморозки наиболее продолжительны. Прогревание холодной массы вторгшегося воздуха длится обычно 3–4 суток. Радиационные заморозки (утренники) наблюдаются в течение ночи, усиливаясь ко времени восхода Солнца. В предутренние часы обычно отмечается самая низкая температура.

Адвективно-радиационные заморозки наблюдаются в конце весны и в начале лета, а также ранней осенью и совпадают с вегетационным периодом. Эти заморозки бывают на поверхности почвы или травостоя (посева) в период вегетации растений.

Иногда метеостанциями заморозки не отмечаются, так как в метеорологической будке температура положительная, а минимальный термометр на поверхности почвы тоже не показывает отрицательной температуры, поскольку его резервуар, наполовину углубленный в почву, получает оттуда дополнительное тепло. При таких «скрытых» заморозках могут происходить повреждения теплолюбивых растений, так как температура их органов может понизиться до 0° С и ниже.

Заморозки на поверхности почвы весной заканчиваются позже, а осенью начинаются раньше, чем в воздухе (на высоте 2 м). Вследствие этого беззаморозковый период на почве на 20–30 дней короче, чем в воздухе.

На интенсивность и продолжительность второго и третьего типов заморозков сильное влияние оказывает местоположение.

**Влияние местоположения на интенсивность и продолжительность заморозков.** При адвективных заморозках, сопровождающихся ветром и облачностью, влияние местоположения проявляется меньше, чем при других типах заморозков, но все же наветренные склоны и участки, открытые холодным ветрам, оказываются более заморозкоопасными. При радиационных и адвективно-радиационных заморозках влияние местоположения (формы рельефа, характер подстилающей поверхности, близость водоемов и т. д.) значительно заметнее.

Рельеф местности обуславливает характер стока и притока холодного воздуха. Ночью на склонах в результате радиационного охлаждения прилегающих к деятельной поверхности слоев воздуха последний становится более тяжелым и стекает вниз. Поэтому в нижних частях склонов и в долинах, где сосредоточивается охлажденный воздух, значительно холоднее, чем в верхних частях склонов и на вершинах холмов. Особенно холодно в замкнутых котловинах. Здесь разность температур воздуха у поверхности почвы и на высоте 2 м может достигать 10° С.

На больших ровных участках площадь в несколько квадратных километров создаются средние условия заморозкоопасности, поскольку здесь не происходит ни притока, ни стока охлажденного воздуха. Поэтому заморозкоопасность различных форм рельефа сопоставляется с открытыми ровными участками.

В вогнутых формах рельефа (замкнутые долины, котловины) продолжительность беззаморозкового периода резко сокращается, а в выпуклых формах рельефа (вершины холмов и верхние части склонов) возрастает по сравнению с открытым ровным местом.

На склонах, покрытых лесом, холодный воздух задерживается перед лесом, и заморозкоопасность открытых участков склонов возрастает. Во время радиационных заморозков в лесу температура на 2–3° С выше, чем в открытом поле. На полянах интенсивность заморозка усиливается. На берегах морей, больших озер продолжительность беззаморозкового периода увеличивается на 25–35 дней. В сомкнутом травостое минимум температуры приходится на верхний ярус листьев, и они повреждаются заморозками в первую очередь.

Сухие и разрыхленные почвы и особенно осушенные торфяники способствуют возникновению радиационных заморозков на поверхности почвы. Такие почвы обладают малой теплоемкостью и теплопроводностью. Поэтому они плохо проводят тепло из глубоких слоев к верхнему слою, быстро охлаждающемуся после захода Солнца.

Ориентация склонов оказывает косвенное влияние на степень повреждения растений заморозками. На восточных и юго-восточных склонах растения повреждаются сильнее, потому что на этих склонах растения сразу попадают под действие солнечных лучей, а вследствие быстрого нагрева обмороженных частей повреждения усиливаются.

**Влияние заморозков на сельскохозяйственные культуры.** Температура, ниже которой растения повреждаются или гибнут, называется критической. Эта температура зависит от состояния растения, его вида и сорта, фазы развития. В. Н. Степановым выделено пять экологических групп сельскохозяйственных культур по их устойчивости к отрицательной температуре на уровне растений в различные фазы развития.

1. *Наиболее устойчивые*, выносящие кратковременные заморозки до  $-7...-10^{\circ}\text{C}$  в начальные фазы развития. Это озимые, ранние яровые зерновые и зернобобовые культуры. Однако в период колошения они повреждаются уже при температуре  $-3...-4^{\circ}\text{C}$ , а во время цветения при  $-1...-2^{\circ}\text{C}$ . Зерно основных зерновых культур в фазе молочной спелости повреждается заморозками при  $-2...-4^{\circ}\text{C}$ . С переходом в фазу восковой спелости устойчивость зерна к низким температурам возрастает.

2. *Устойчивые*, выдерживающие в начале развития заморозки до  $-5...-7^{\circ}\text{C}$ , в фазе цветения до  $-2...-3^{\circ}\text{C}$ . К этой группе относят корнеплоды, прядильные (лен, конопля), некоторые масличные культуры.

3. *Среднеустойчивые*, выдерживающие в фазе всходов заморозки  $-3...-4^{\circ}\text{C}$ , в фазе цветения до  $-1...-2^{\circ}\text{C}$ . К этой группе можно отнести сою, редис, могар и др.

4. *Малоустойчивые к заморозкам* – кукуруза, сорго, картофель, махорка. Они выносят температуру до  $-2^{\circ}\text{C}$ , но в фазе цветения повреждаются при  $-1^{\circ}\text{C}$ .

5. *Неустойчивы к заморозкам* теплолюбивые растения, всходы которых повреждаются уже при  $-0,5...-1,5^{\circ}\text{C}$ . Это гречиха, фасоль, рис, хлопчатник, бахчевые, кунжут, арахис.

Для плодовых и ягодных культур заморозки особенно опасны во время цветения и образования завязей.

Кратковременные заморозки растения переносят с меньшими повреждениями, чем продолжительные. В сомкнутых посевах повреждаются преимущественно верхние ярусы листьев.

**Пространственное распределение и вероятность опасных заморозков.** По времени наступления заморозков территорию России можно разделить на три зоны: 1) холодную, 2) умеренную, 3) зону с теплой зимой.

В холодной зоне в северной ее части нет четко выраженного беззаморозкового периода, разделяющего весенние и осенние заморозки. В южной части этой зоны средняя продолжительность беззаморозкового периода в воздухе от 60 до 80–90 дней, на поверхности почвы от 30 до 60 дней, но заморозки в отдельные годы вероятны во все месяцы вегетационного периода. Холодная зона простирается от северных границ России до линии, отделяющей территорию со средней продолжительностью беззаморозкового периода больше 85–90 дней.

Умеренная зона, где размещены основные площади посевов, отличается четким разграничением весенних и осенних заморозков. Средняя длительность беззаморозкового периода здесь от 85–90 дней на севере до 270–280

дней на юге. В северных и восточных районах этой зоны (Нечерноземная зона, Восточная Сибирь) опасные заморозки вероятны как в начале, так и в конце сравнительно короткого вегетационного периода. В южных районах опасные заморозки возможны лишь в начале вегетационного периода.

В зоне с теплой зимой (субтропическая зона) вследствие относительно высоких температур зимних месяцев заморозки развиваются на фоне отдельных волн холода. Зимой в этой зоне нет четкого разграничения между весенними и осенними заморозками. Длительность беззаморозкового периода здесь в среднем 270–300 дней.

Ранее чем на всей территории – в конце февраля – заморозки заканчиваются на Черноморском побережье Кавказа. На Европейской части России средняя дата прекращения заморозков довольно равномерно перемещается с юга на север; в Подмосковье она приходится на 5–10 мая. В тундре заморозки наблюдаются в течение всего короткого северного лета.

Широтное распределение изолиний средней даты прекращения заморозков нарушается в районах, прилегающих к Балтийскому морю, где заморозки прекращаются раньше, и в горных районах (Карпаты, Крым, Кавказ, Урал), где заморозки прекращаются позже. В горах окончание заморозков запаздывает в среднем на 2–4 дня на каждые 100 м высоты.

Начало осенних заморозков в северных районах сельскохозяйственной зоны в среднем приходится на 10–15 августа, в Подмосковье – на середину сентября, на Черноморском побережье Кавказа – на первую декаду декабря.

Опасность заморозков для сельскохозяйственных растений усиливается, если они приходится на период активной вегетации (период со средними суточными температурами выше 10°C). В западных районах России заморозки прекращаются раньше, чем наступает этот период. В континентальных же районах беззаморозковый период на 20–40 дней короче, чем период со средними суточными температурами выше 10° С. Поэтому вероятность опасных заморозков здесь больше в несколько раз, чем в западных районах.

Особенно заморозкоопасны районы Восточной Сибири, причем в Восточной Сибири опасность заморозков увеличивается еще и благодаря большей изрезанности рельефа. Здесь в отдельные годы повреждаются даже посевы зерновых в фазе молочной спелости. В западных районах России повреждение посевов заморозками – явление сравнительно редкое.

**Методы защиты сельскохозяйственных культур от заморозков.** Защита ценных сельскохозяйственных культур от заморозков проводилась с древнейших времен. Еще римляне в I в. нашей эры защищали виноградники при помощи дыmlения. В настоящее время для уменьшения вредного действия заморозков широко применяются различные приемы.

Дымление являлось распространенным способом защиты растений от радиационных заморозков. Эффект этого способа обусловлен комплексом факторов: обогревem воздуха при горении, образованием дымовой завесы, которая уменьшает эффективное излучение, конденсацией влаги в воздухе (на частичках дыма) и, следовательно, выделением тепла. Кроме того, дымо-

вая завеса экранирует растения от прямых солнечных лучей после восхода Солнца. Если ткани растений подмерзли, их оттаивание под дымовой завесой происходит более медленно и равномерно, что уменьшает степень их повреждения. Поэтому дымление рекомендуют продолжать в течение часа после восхода Солнца.

Образование дымовой завесы происходит вследствие температурной инверсии в приземном слое атмосферы. При безветрии в ясную ночь нижний слой воздуха сильно выхолаживается и разность температур у поверхности почвы и на высоте 8–10 м может достигать 8–11° С. Дым, охлаждаясь в нижнем слое воздуха, быстро теряет подъемную силу и внутри слоя инверсии начинает растекаться в горизонтальном направлении.

Для создания дымового экрана используют дымовые кучи, в состав которых, кроме легко горючих материалов, вносят влажную траву или ботву, мокрый торф, мусор и другие подручные материалы, дающие густой дым с большим количеством водяного пара. Тепловой эффект от сжигания дымовых куч составляет 1–2° С. При ветре эффект дымления резко снижается. Применение химикатов для образования дыма и искусственного тумана более перспективно, но еще недостаточно используется в практике.

**Укрытие растений.** В этом случае используют различные светопрозрачные материалы (пленку, стеклянные колпаки), а также короба из картона, нетканые и тканые материалы, пену, полученную химическим путем, и пр. В отдельных случаях растения просто присыпают землей.

**Орошение (дождевание) при заморозках** повышает температуру точки росы. Скрытая теплота конденсации при этом выделяется до наступления отрицательной температуры, повышается теплопроводность верхнего слоя почвы. Все это задерживает и ослабляет заморозок, температура воздуха на уровне будки повышается на 1,5–2,0 °С. Однако этот способ применим не всегда. Так, несвоевременный полив созревающего хлопчатника может задержать его созревание и уборку урожая.

**Продувание посевов и насаждений** с помощью снятых с самолетов двигателей, отработавших свой полетный ресурс, или с помощью вертолета, зависающего на небольшой высоте над садом, способствует перемешиванию более холодного приземного воздуха с верхним более теплым, что разрушает температурную инверсию. Проведенные эксперименты показали эффективность этого способа.

Большое практическое значение для организации защиты от заморозков в пределах конкретного хозяйства имеют карты распределения минимальной температуры в период радиационных заморозков на территории хозяйств. Они дают представление о заморозкоопасности различных участков и, следовательно, позволяют рационально размещать теплолюбивые культуры, готовить и своевременно размещать средства защиты растений от заморозков.

Для защиты от заморозков большое значение имеет весь комплекс мероприятий, направленных на повышение урожайности и на более полное использование природных ресурсов, использование скороспелых и заморозко-

устойчивых сортов, применение калийных удобрений, правильный учет микрорельефа, соблюдение сроков сева и т. д. Все эти мероприятия особенно необходимы в районах с частой повторяемостью заморозков.

## 8.2. Засухи и суховеи

Около 70% пахотных земель в России расположено в районах недостаточного и неустойчивого увлажнения, где засухи и суховеи все еще наносят ущерб сельскому хозяйству.

Засуха – иссушение корнеобитаемого слоя почвы, которое возникает при длительном отсутствии осадков, преимущественно в сочетании с высокой испаряемостью. В результате растения резко снижают свою продуктивность. В зоне пустынь и полупустынь такие условия наблюдаются постоянно, что свойственно климату этих районов. В степной, лесостепной, а также лесной зонах засуха бывает не ежегодно и возникает под влиянием разных причин.

**Сухоей** (атмосферная засуха) – метеорологическое явление, которое характеризуется низкой относительной влажностью, высокой температурой приземного слоя воздуха и ветром, достигающим иногда значительной скорости (более 10 м/с). Это обуславливает высокую испаряемость, вызывает нарушение водного баланса растений, повреждение отдельных органов, снижение урожая и в некоторых случаях гибель посевов. С увеличением скорости ветра вредное действие суховея на растения усиливается.

В зоне полупустынь и пустынь суховеи в теплый период наблюдаются часто, они, как и засухи – характерная особенность этой зоны. Ежегодно суховеи наблюдаются в степной и лесостепной зонах, а в лесной зоне они редки.

**Причины возникновения засухи и суховеев.** До пятидесятых годов XX в. считалось, что засухи и суховеи, распространяясь из среднеазиатских пустынь, охватывают районы Нижнего и Среднего Поволжья, Северного Кавказа, Украины, центральных черноземных областей. Такое объяснение происхождения этих явлений согласуется с представлением о жарком и сухом климате Средней Азии и с тем фактом, что во время засух и суховеев горячие сухие ветры имеют преимущественно юго-восточное и восточное направления.

Современные методы исследования атмосферных процессов в различных слоях тропосферы доказали несостоятельность представлений о среднеазиатском происхождении засух и суховеев. Было установлено, что образование засух и суховеев на территории России связано с мощными атмосферными процессами, которые приводят к установлению длительной антициклональной погоды. На Европейскую часть России антициклоны чаще всего приходят из Арктики. Воздушные массы таких антициклонов, сформированные из арктического воздуха, характеризуются малой абсолютной влажностью, низкой температурой и прозрачностью. При перемещении на юг над Европейской частью России и Западной Сибирью воздух прогревается, становится сухим и, устанавливаясь над этими территориями, обуславливает ясную погоду. По мере прогрева резко возрастает недостаток насыщения воздуха

паром, относительная влажность резко снижается, испарение почвенной влаги усиливается, а осадки не выпадают – начинается засуха.

Движение воздуха в антициклонах происходит по часовой стрелке, поэтому на южной и западной периферии пришедшего из Арктики антициклона ветры преимущественно восточных направлений. Вследствие этого на юге и юго-востоке Европейской части России суховеи имеют чаще всего юго-восточное, восточное или северо-восточное направление. В Западной Сибири суховеи могут иметь юго-западное.

Самые обширные и сильные засухи, сопровождаемые сильными суховеями, возникают при взаимодействии антициклонов арктического и субтропического происхождения.

К возникновению засухи может привести также недостаточное пополнение запасов почвенной влаги весной при таянии снежного покрова, недостаточное количество осадков в весенне-летний период. В этом случае растения будут испытывать недостаток влаги даже при сравнительно невысокой испаряемости.

Явление суховея может наблюдаться и на фоне хорошего увлажнения почвы. Однако при продолжительном действии суховея почва иссушается, и растения страдают уже от совместного действия атмосферной и почвенной засухи.

**Количественные критерии засух и суховеев. Влияние их на сельскохозяйственные культуры.** Для сравнения интенсивности засух и суховеев в различных районах и в разные годы в целях разработки мер борьбы с этими явлениями необходимы количественные критерии.

Для характеристики степени засушливости на какой-либо территории надо знать соотношение между приходом и возможным расходом влаги (испаряемостью), которое получило название коэффициента увлажнения, или показателя засушливости.

Началом засухи принято считать уменьшение показателя  $K$  до 1,5. При этом значении  $K$  начинается повреждение засухой яровой пшеницы в условиях юго-востока Европейской части России.

Более надежными критериями засухи являются данные непосредственных наблюдений за влажностью почвы, которые учитывают и уровень агротехники, в частности мероприятия по уменьшению непродуктивного испарения с поверхности почвы. Так, запас продуктивной влаги менее 60 мм в слое почвы 0–100 см весной характеризует плохую обеспеченность влагой вегетационного периода.

По данным М.С. Кулика, снижение запасов продуктивной влаги в пахотном слое (0–20 см) до 10–19 мм уже характеризует засушливый период. При запасах продуктивной влаги меньше 10 мм в слое 0–20 см начинается сухой период – засуха. Три сухие декады подряд (запас продуктивной влаги в слое 0–20 см меньше 10 мм) в период кущение – молочная спелость означает засуху средней интенсивности, четыре-пять сухих декад – сильную засуху. Если при этом в начале периода запасы продуктивной влаги в слое почвы 20–100 см были ниже



60 мм, значит, засуха очень сильная, к концу которой обычно почти полностью иссушается метровый слой почвы и урожай снижается на 70–80% от среднего для данного района.

Для оценки засушливости территорий применяют также различные коэффициенты увлажнения, характеризующие соотношение между осадками и испаряемостью в определенный период, в частности гидротермический коэффициент Г. Т. Селянинова.

Влияние засухи на растения проявляются в зависимости от времени ее наступления. Исходя из этого, различают три типа засух: весеннюю, летнюю и осеннюю.

**Весенняя засуха** характеризуется обычно низкой относительной влажностью (в полдень нередко до 8–12%) на фоне сравнительно еще высокой температуры воздуха. Эта засуха иногда сопровождается сильными ветрами. Весенняя засуха, иссушая верхний слой почвы, замедляет прорастание и ослабляет всходы яровых культур, обуславливает образование меньшего количества колосков в колосе, а у озимых культур уменьшает число побегов в период кущения. Яровые культуры повреждаются этой засухой больше, чем озимые, имеющие уже хорошо развитую корневую систему.

**Летняя засуха** проходит на фоне высокой температуры и низкой относительной влажности воздуха, иссушает почву, резко снижает прирост вегетативной массы, обуславливает засыхание листьев, снижает фотосинтетическую деятельность растений, вызывает щуплость зерна, приостанавливает прирост клубней и корнеплодов, способствует опадению завязи и плодов в садах и т. п. Она обычно оказывает значительно большее отрицательное воздействие на растения, чем весенняя.

**Осенняя засуха** развивается уже на фоне менее высокой температуры воздуха. Она опасна для озимых культур. Нередко из-за осенней засухи озимые не высевают.

Агрометеорологические показатели интенсивности суховея учитывают испаряемость, относительную влажность и температуру воздуха или дефицит насыщения водяного пара, а также скорость ветра. Слабый суховея начинается при дефиците насыщения водяного пара 20 гПа. С возрастом дефицита насыщения интенсивность суховея увеличивается (табл. 22).

Таблица 22 – Агрометеорологические показатели суховея

Суховея	Испаряемость, мм/сутки	Дефицит насыщения водяного пара (гПа) в будке в 13 ч при скорости ветра	
		< 10 м/с	> 10 м/с
Слабые	3–5	20–32	13–27
Средней интенсивности	5–6	33–39	28–32
Интенсивные	6–8	40–52	33–45
Очень интенсивные	>8	>53	>46

Ветер является усиливающим фактором в сухой комплекс, так как даже умеренный ветер (3–7 м/с) непрерывно продувает травостой и усиливает воздухообмен среди растений, следовательно, увеличивает расход влаги посевом. Высокая испаряемость при очень сильных суховеях обуславливает суммарное испарение больше 8 мм в сутки, что равноценно расходу воды 80 т с 1 га.

Следует отметить, что в большинстве случаев скорость ветра при суховеях меньше 10 м/с, обычно она не более 3–5 м/с.

Степень повреждения растений суховеями зависит и от их продолжительности, которая колеблется от одного дня до двух недель. Е.А. Цубербиллер установила, что растения могут без повреждения в течение пяти дней переносить слабые суховеи и только один-два дня очень интенсивные.

Начало снижения тургора листьев у растений умеренного климата отмечают при дефиците насыщения водяного пара около 20 гПа.

Влияние суховея на сельскохозяйственные культуры различно в зависимости от влажности почвы. При суховея средней интенсивности и запасах продуктивной влаги в пахотном слое 10–15 мм листья в дневные часы теряют тургор. При запасе продуктивной влаги в пахотном слое менее 10 мм растения завядают в первые же часы, желтеют, не восстанавливая полностью тургор и ночью. В этом случае продуктивность фотосинтеза снижается до нуля, вследствие чего резко снижается урожай.

При поддержании запасов влаги в корнеобитаемом слое почвы на уровне не ниже 80% полевой влагоемкости растения обычно не повреждаются суховеями. По данным Е.А. Цубербиллер, необходимые запасы продуктивной влаги в слое почвы 0–20 см в зависимости от дефицита насыщения водяного пара воздуха в 13 ч составляют: при дефиците 27–40 гПа – 25–30 мм, при дефиците 40–52 гПа – 30–40 мм.

В районах, где летом растения часто подвергаются действию суховея, оптимальное орошение посевов обеспечивает высокие урожаи сельскохозяйственных культур.

**Меры борьбы с засухами и суховеями.** Борьба с засухой и суховеями проводится по трем направлениям: селекционно-генетическому, агротехническому и мелиоративному.

*Селекционно-генетическое* направление состоит в выведении новых засухоустойчивых сортов растений. Большое значение имеет подбор сельскохозяйственных культур, соответствующих данным климатическим условиям.

*Агротехническое и мелиоративное* направления предусматривают проведение приемов, направленных на повышение обеспеченности растений влагой. К таким приемам относятся все виды орошения, задержание талых вод, снегозадержание, создание чистых паров, своевременное закрытие влаги весной, безотвальная вспашка, полезащитное лесоразведение и некоторые другие приемы, улучшающие фитоклимат посевов.

Следует особенно отметить значение повышения культуры земледелия в целом, как фактора, ослабляющего вредные последствия засухи. Поэтому повышение общей культуры земледелия, включающее успехи селекции, расши-

рение площадей орошаемых посевов, различные виды мелиорации и т. п., является основным средством борьбы с засухами и суховеями.

### 8.3. Пыльные бури (ветровая эрозия почв)

Пыльные бури – одно из наиболее опасных для сельского хозяйства метеорологических явлений. Они возникают под влиянием как природных, так и антропогенных факторов и нередко связаны с формами земледелия, не соответствующими данной климатической зоне.

**Причины возникновения пыльных бурь и их повторяемость на территории России.** Возникновение и развитие пыльных бурь обусловлено комплексом агрометеорологических факторов, к которым относится сильный ветер (более 10 м/с по флюгеру), иссушенность и распыленность верхнего слоя почвы, отсутствие или слабое развитие растительного покрова на полях, наличие обширных открытых пространств. Обычно пыльные бури наблюдаются при относительной влажности ниже 50%. Зимой возникновению пыльных бурь может способствовать отсутствие снежного покрова, ледяных корок, слабая цементация почвы и ее неглубокое промерзание.

Упомянутый комплекс факторов создается в степной, полупустынной и пустынной зонах. Северная граница распространения пыльных бурь в основном совпадает с границей степной зоны.

Пыльные бури чаще всего возникают весной, когда ветер усиливается, а поля находятся в распаханном состоянии и растительность на них еще слабо развита. Бывают пыльные бури в степях и в конце лета, когда пересыхает почва, а поля после уборки ранних яровых начинают распахиваться. Зимние пыльные бури – явление сравнительно редкое.

Верхние слои почвы на выпуклых формах рельефа и наветренных склонах начинают выдуваться уже при скорости ветра 8–10 м/с. Под действием ветра частицы почвы отрываются от поверхности, причем более легкие увлекаются в виде пыли на большие расстояния, а относительно более тяжелые, падая, выбивают другие частицы почвы, которые вовлекаются в движение, вследствие чего процесс выдувания почвы приобретает характер цепной реакции. Интенсивность выдувания почвы пропорциональна скорости ветра в третьей степени. Например, при возрастании скорости ветра от 12 до 15 м/с интенсивность выдувания почвы (эрозия) увеличивается почти в 2 раза.

С ослаблением ветра у препятствий (лесополос, строений) более тяжелые частицы выпадают, образуя земляные заносы. Наиболее легкие частицы почвы долго остаются в атмосфере во взвешенном состоянии. Поэтому во время пыльных бурь ухудшается видимость и освещенность. Солнце едва просвечивает через пыльную завесу.

**Меры борьбы с пыльными бурями.** Для оценки действия пыльных бурь на посевы сельскохозяйственных культур необходимо учитывать степень развития растений на полях. Результаты обследований посевов озимых при

пыльных бурях показывают, что наиболее сильно повреждаются слаборазвитые посевы, не достигшие фазы кущения. Хорошо раскустившиеся посевы обладают более мощной корневой системой, сцепляющей почву, создают препятствия ветровому потоку у поверхности поля, ослабляют выдувание почвы. На хорошо раскустившихся посевах чаще наблюдается осаждение почвы, переносимой воздушным потоком, чем выдувание.

Анализ условий возникновения пыльных бурь и данные обследований причиненных ими повреждений показывают, что для борьбы с ними необходимы такие мероприятия, которые способствовали бы ослаблению скорости ветра у поверхности почвы и увеличивали бы сцепление почвенных частиц. К числу таких мероприятий относится создание системы ажурных лесных полос и ветрозащитных кулис, которые уменьшают скорость ветра. Значительный эффект дают также оставленная стерня, безотвальная вспашка, применение химических веществ, способствующих увеличению сцепления почвенных частиц, почвозащитные севообороты с посевами многолетних трав, полосное чередование многолетних трав и посевов однолетних культур и т. д.

При разработке мер борьбы с пыльными бурями необходимо учитывать направление господствующих ветров, рельеф, микроклиматические особенности полей и особенности почв.

#### 8.4. Град. Сильные ливни

Из мощных кучево-дождевых облаков выпадают град и сильные ливни. Град наносит повреждения посевам и насаждениям, а иногда и полностью уничтожает их. Сильные ливни вызывают водную эрозию почвы и полегание посевов. В горных районах в результате сильных ливней происходит сползание грунта на склонах, образуются опасные дождевые паводки, сели. Повторяемость опасных градобитий и ливней в горных и предгорных районах значительно больше, чем на равнинных территориях.

**Причины возникновения града.** Град образуется в теплое время года, когда при сильной тепловой конвекции (восходящие движения воздуха) развиваются мощные внутримассовые или фронтальные кучево-дождевые облака. В таких облаках над уровнем максимальной скорости восходящих воздушных потоков над средней частью облака образуется зона, в которой происходит накопление крупных капель. В этой части облака образуется зона повышенной водности ( $20\text{--}30\text{ г/м}^3$ ). Ее вертикальная протяженность может превышать 3 км. Если максимальная скорость восходящих потоков в облаке выше уровня нулевой изотермы более 10 м/с, а вершина облака имеет температуру  $-20\text{--}-25^\circ\text{С}$  и находится выше уровня кристаллизации, в облаке может образоваться град.

Крупные капли, поднятые восходящими потоками воздуха в верхнюю часть облака, замерзают и образуют зародыши градин, которые быстро растут, так как сливаются с другими переохлажденными каплями, поступающими с восходящими потоками воздуха. Ту часть облака, где происходит основной рост града, называют градовым очагом.

Зоны наиболее опасных и частых градобитий находятся в предгорных и горных районах, где в летние жаркие дни возникают особенно мощные восходящие потоки за счет большой неравномерности в нагревании различных форм рельефа, а также за счет горно-долинной циркуляции воздуха. Это предгорные и горные районы Северного Кавказа и Закавказья. Сильные градобития бывают местами также в Крыму.

**Меры борьбы с градобитиями.** Градобития приносят огромный ущерб сельскому хозяйству. В последние годы особенно интенсивные градобития были в Закавказье.

Борьбу с градобитиями в последние десятилетия ведут путем воздействия на процессы градообразования в облаках. Основой метода искусственного воздействия на градовые облака является предотвращение процесса образования крупных градин. С этой целью через 15–20 мин после начала развития градовых облаков их обстреливают специальными ракетами или артиллерийскими зенитными снарядами, несущими реагент (йодистое серебро, йодистый свинец).

Внесенный реагент способствует созданию огромного количества ядер кристаллизации, на которых происходит сублимация водяного пара. При этом водяной пар с переохлажденных капель переходит на ядра кристаллизации. Это препятствует образованию крупных градин. Мелкие градины тают в нижних теплых слоях воздуха, образуя дождь. Для большего эффекта реагент, помещенный в снаряды и ракеты, доставляют в ту часть облака, где образовался градовый очаг. Положение очага определяют с помощью радиолокатора.

Противоградовый артиллерийский безосколочный снаряд «Эльбрус-2» безопасен. Его можно применять для стрельбы по градовым облакам даже над населенными пунктами. Стрельба этим снарядом производится из 100-миллиметровой зенитной пушки. Эффективный радиус действия этого зенитного орудия до 14 км. Масса реагента в снаряде 75 г. Одно такое орудие обеспечивает защиту от градобития 40–60 тыс. га. При стрельбе из ракетных установок употребляют противоградовую ракету «Облако».

Один радиолокатор обеспечивает управление действиями 4–7 зенитных орудий или 10–12 ракетных противоградовых установок с охватом воздействия на градовые облака площади до 200 тыс. га. Определив с помощью радиолокатора координаты градового очага в облаке, их передают по телефону или радио на противоградовые установки, которые обстреливают облако. При обстреле достаточно 50–100 г реагента на 1 км<sup>3</sup> облака.

**Ливни. Водная эрозия почвы и меры борьбы с ней.** Ливень – сильный дождь, выпадающий из кучево-дождевых облаков, интенсивность которого (мм/мин) не ниже определенного значения. Предел этот тем ниже, чем больше продолжительность ливня.

Вследствие ливневых осадков ежегодно происходит полегание посевов. Например, в центральных областях, Европейской части России площади с полегшими посевами зерновых составляли 20–30%, что затрудняло уборку и обуславливало значительные потери урожая.

В результате ливней, а также при стоке талых вод происходит водная эрозия почвы. Различают два вида водной эрозии: смыв почв и овражная эрозия. В горных районах водная эрозия сильнее, чем на равнинах. На интенсивность эрозионных процессов влияют не только природные факторы, но и вырубка лесов на склонах, распашка крутых склонов, пахота вдоль склонов, нерациональное использование пастбищ. Водной эрозии подвержены территории Среднерусской, Приволжской, Ставропольской и других возвышенностей.

Меры борьбы с водной эрозией. К профилактическим мерам борьбы относят сохранение лесов и травяного покрова на эрозионноопасных участках. Активные меры борьбы с водной эрозией следующие:

- 1) размещение сельскохозяйственных культур с учетом их почвозащитной способности (на малоопасных участках – пропашные культуры; на более эрозионноопасных полях – многолетние травы, зернобобовые культуры, поживные культуры);
- 2) обработка почвы и посев культур поперек склонов, т. е. перпендикулярно стоку воды;
- 3) лесонасаждения и оврагоукрепление;
- 4) преобразование эрозионноопасных форм рельефа – террасирование, т. е. создание ступенчатых террас, что давно применяется в горном земледелии.

Кроме указанных (основных) приемов, существует и ряд других мелиоративных способов уменьшения действия водной эрозии.

#### 8.5. Явления, вызывающие повреждение культурных растений в зимний период

Успешность возделывания зимующих культурных растений зависит не только от агрометеорологических условий вегетационного периода, но и от условий зимы. На территории России зимой могут возникать следующие основные опасные явления:

- 1) сильный мороз, вызывающий вымерзание посевов и обмерзание древесных растений и кустарников;
- 2) длительные и глубокие оттепели, уменьшающие закалку зимующих культур и их морозостойкость;
- 3) мощный снежный покров при слабом промерзании почвы, обуславливающий выпревание озимых;
- 4) ледяная корка на посевах, вызывающая повреждение озимых;
- 5) застой воды на полях с озимыми, способствующий их вымоканию;
- 6) сильные ветры, которые при незначительной высоте снежного покрова и слабой цементации сухой почвы могут вызывать выдувание посевов;
- 7) гололед на деревьях, вызывающий механическое повреждение ветвей.

**Неблагоприятные явления для посевов зимующих культур.** В зимний период для озимых посевов метеорологические условия могут складываться неблагоприятно, образуя многофакторные комплексы, вызывающие вымерзание, выпревание, выпирание, вымокание озимых посевов и трав, повреждение их ледяной коркой и т. д.

**В ы м е р з а н и е** озимых обусловлено понижением температуры почвы на глубине залегания узла кущения (3 см) ниже критической в течение 2–3 суток. Критическая температура зависит от биологических особенностей культуры и ее сорта, а также от условий предзимнего периода. При постепенном понижении температуры осенью у озимых идет процесс закалки, в результате чего в клетках растений накапливаются сахара и их морозоустойчивость повышается. Благоприятные для закалки условия складываются, если при отсутствии осадков и малооблачной погоде в течение 10–14 дней температура воздуха постепенно понижается от +5 до –5° С.

У большинства сортов озимой пшеницы критическая температура после закалки находится в пределах –16...–18° С. У ржи критическая температура составляет –22...–24° С, а у некоторых особенно морозоустойчивых сортов –25...–30° С. У озимого ячменя –13...–16° С. После интенсивных оттепелей критическая температура озимых повышается и растения погибают уже при менее низких температурах почвы.

Вымерзание растений внешне характеризуется изменением тургора' клеток, побурением и отмиранием тканей. Степень повреждения зависит от интенсивности и длительности опасных морозов и состояния самих растений. Решающим фактором при вымерзании является степень повреждения морозами узла кущения.

Понижение температуры почвы до критических значений бывает вследствие низких температур воздуха и невысокого снежного покрова.

Вымерзание является наиболее распространенным видом повреждения озимых, за счет которого в отдельные годы изреживаются или погибают миллионы гектаров посевов. В степной и лесостепной зонах вымерзание является основной причиной повреждения озимых посевов.

**В ы п р е в а н и е** озимых происходит вследствие длительного (80–100 дней) пребывания их под мощным снежным покровом (высотой более 30 см) при слабом промерзании почвы, что обуславливает температуру почвы на глубине 3 см около 0° С. При таких условиях растения быстрее расходуют запас Сахаров на дыхание, ослабляются и подвергаются грибным заболеваниям.

**В ы м о к а н и е** растений вызывается застоем талой воды на полях. Зимой затопление растений значительного вреда не причиняет, но весной с повышением температуры воды до 5° С посевы изреживаются и погибают, если полное затопление растений длится более 20 дней. Если верхняя часть растений находится над водой, изреженность посевов слабее. Условия вымокания озимых культур весной на западе России создаются в 10–20% лет.

**Л е д я н а я к о р к а** – слой льда, образовавшийся при оттепелях от таяния снега или при выпадении жидких осадков и их последующем замерзании. Толщина ледяной корки колеблется от 20 до 50 мм, а максимальная достигает 150 мм. Она бывает притертой (смерзшейся с землей) и подвешенной (в снежном покрове). На территории России чаще встречается притертая корка. Она иногда наносит механические повреждения растениям, способствует их выпиранию и вымерзанию.

Под ледяной коркой резко повышается концентрация углекислоты, выделяемой при дыхании растениями.

В Нечерноземной зоне Европейской части России на посевах озимых культур ледяная корка наблюдается в 50–70% лет, но повреждаются озимые культуры наиболее часто в районах с неустойчивой зимой: на Северном Кавказе. Подвешенная корка обычно непосредственного вреда растениям не причиняет.

Выпирание посевов происходит при замерзании воды в верхнем слое почвы после оттепели. При этом почва вспучивается и поднимает слабо укоренившиеся растения, что часто вызывает разрыв корневой системы, а при последующем оттаивании почвы – ее оседание и обнажение узла кушения и корневой шейки. При очередном похолодании узел кушения подвергается воздействию низких температур.

Наиболее часто выпирание растений наблюдают в районах избыточного увлажнения на тяжелых суглинистых почвах, а также при неустойчивой зиме с длительными оттепелями и морозами.

Выдувание озимых растений зимой происходит в результате сильных (больше 10 м/с) ветров (обычно при пыльных бурях), когда снежный покров невысокий или отсутствует, а почва сухая и поэтому слабо сцементирована. Сильнее выдуваются слабо развитые посевы (всходы – 3-й лист), которые имеют слабую корневую систему.

Выдувание зимующих посевов происходит преимущественно на юге степной зоны, где снежный покров невысок и неустойчив.

Зимняя засуха возникает при замерзшей почве и отсутствии снежного покрова. Тогда при ясной погоде солнечные лучи прогревают растения, что вызывает усиленное испарение воды листьями и их высыхание, так как вода из мерзлой почвы не может поступать в надземные части растений. Постепенно высыхание распространяется и на узел кушения, и растения погибают. Это явление чаще наблюдается в районах с неустойчивым снежным покровом, т. е. на юге степной зоны.

Гибель растений зимой нередко обусловлена одновременным действием нескольких процессов, например выпреванием и последующим вымоканием или действием низких температур воздуха и ледяной корки, или действием выпирания, зимней засухи и выдувания.

**Меры борьбы с неблагоприятными условиями перезимовки сельскохозяйственных культур.** Повторяемость каждого из рассмотренных неблагоприятных явлений различна в конкретных агроклиматических районах.

Низкие температуры почвы зимой, обуславливающие вымерзание посевов, наблюдаются в районах с суровой и малоснежной зимой. К ним относятся юго-восток Европейской части России, Южный Урал, Северный Казахстан, юг Западной Сибири, Восточная Сибирь. В указанных районах условия неблагоприятны для озимых.

Основным способом борьбы с вымерзанием является снегозадержание, с помощью которого достигается не только увеличение высоты снежного покрова, но и более равномерное распределение снега на полях. Определенное значение имеют и сроки сева.

При оптимальных сроках сева растения уходят в зиму в фазе кушения.



Они лучше переносят зиму, чем слаборазвитые растения в фазе всходов или 3-го листа.

Вымокание и выпревание наблюдается в основном в Нечерноземной зоне, причем вымокание чаще в ее западных районах, а выпревание – в северо-восточных и северных. Для борьбы с выпреванием снежный покров уплотняют путем прикатывания, а иногда зачерняют поверхность снега, что способствует его таянию и уплотнению. Оба эти способа направлены на снижение температуры под снегом. Средством борьбы с вымоканием является и создание стока воды с полей, расположенных в низинах, при помощи специальных борозд или траншей, а также выравнивание полей.

Для предотвращения выпирания зерновые сеют в уже уплотнившуюся после предпосевной обработки почву при глубокой заделке семян. Эти же приемы могут действовать против выдувания посевов.

Для уменьшения возможности образования ледяной корки с посевов отводят талые воды. Ледяные корки, не покрытые снегом, посыпают золой или торфяной крошкой для ускорения их таяния:

Для предохранения плодовых культур от вымерзания применяют ряд мер, которые определяются видом насаждений и климатическими условиями. В районах с суровой малоснежной зимой снег задерживают в садах, чтобы уберечь корневую систему плодовых от вымерзания, а ягодники и стелющиеся сады укрывают снегом. Виноградники укрывают землей (в северных районах виноградарства). Цитрусовые укрывают соломой, пленками и т. п.

Для предохранения плодовых деревьев от зимних ожогов белят стволы и скелетные ветви, что уменьшает их дневной нагрет.

Одним из основных средств, обеспечивающих перезимовку плодовых деревьев и кустарников, является размещение их в наименее морозоопасных формах рельефа.

#### Используемая литература

1. Лосев А.П., Журина Л.П. Агрометеорология: учеб. для вузов по агр. спец. М.: КолосС, 2004. 301 с.
2. Агрометеорология – Нечерноземью. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 126 с.
3. Агрометеорологические условия и продуктивность сельского хозяйства Нечерноземной зоны РСФСР. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 160 с.
4. Гулинова Н.В., Чирков Ю.И. Методы агроклиматической обработки наблюдений. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 152 с.
5. Чирков Ю.И. Основы агрометеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 248 с.
6. Чирков Ю.И. Агрометеорология / ред.: А.Г. Бройдо, Э.А. Струнников. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 320 с.
7. Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 248 с.
8. Павлова М.Д. Практикум по агрометеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 184 с.
9. Журина Л.Л., Лосев А.П. Агрометеорология: учеб. для вузов. СПб.: КВАДРО, 2012. 368 с.
10. Глухих М.А. Агрометеорология: учеб. пособие для вузов. СПб.: Лань, 2015. 208 с.
11. Практикум по агрометеорологии и агрометеорологическим прогнозам: учеб. пособие для вузов. М.: БИБКМ, 2015. 284 с.
12. Глухих М.А. Практикум по агрометеорологии: учеб. пособие. СПб.: Лань, 2018. 136 с.

Учебное издание

Смольский Евгений Владимирович

# АГРОМЕТЕОРОЛОГИЯ

учебное пособие

для студентов, обучающихся по направлению подготовки

**35.03.03 АГРОХИМИЯ И АГРОПОЧВОВЕДЕНИЕ**

Редактор Осипова Е.Н.

---

Подписано к печати 21.10.2022 г. Формат 60x84 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага офсетная. Усл. п. л. 7,09. Тираж 50 экз. Изд. №7390.

---

Издательство Брянского государственного аграрного университета  
243365 Брянская обл., Выгоничский район, с. Кокино, Брянский ГАУ