

Лекция 1. Введение. Общепланетарное значение и функции почв

Почва образуется на поверхности Земли в той части биосферы, где смыкаются и проникают друг в друга литосфера, атмосфера и гидросфера, и где плотность живого вещества планеты особенно велика. Поэтому почва представляет собой биокосную систему, в которой роль живого вещества особенно велика. В.И. Вернадский показал, что в этой оболочке все процессы носят в той или иной степени биогеохимический характер. Захватывая энергию Солнца, живые вещества создают химические соединения, при распадении которых энергия высвобождается в форме, могущей производить химическую работу. Вследствие биокосной природы в почве непрерывно идут процессы обновления и трансформации энергии. В биокосной природе и высокой энергетической активности почв лежит причина плодородия, т.е. способности производить урожай культурных растений.

Почва образуется в ходе почвообразовательного процесса – совокупности явлений превращения и перемещения веществ и энергии под влиянием Солнца в поверхностном слое горных пород при взаимодействии живых организмов и продуктов их распада с минеральными соединениями горных пород, воды и воздуха.

Почва – сложная открытая динамическая система, представляющая собой одновременно и результат взаимодействия факторов почвообразования, и ту среду, в которой этот процесс осуществляется в настоящее время. Циклы возобновления главных почвообразователей различны: от нескольких часов (газообмен и влагообмен) до десятков тысяч лет (образование почвообразующих пород). Поток материальных частиц связывает компоненты ландшафта в единое целое, и ключевую роль здесь играет почва: через нее проходит миграционный поток элементов, она отражает материальный состав других компонентов и является вещественным выражением их геохимической связи. Почва является подсистемой в более сложной системе – биогеоценозе (по В.Н. Сукачеву) или элементарном ландшафте (по Б.Б. Полынову – основателю геохимии ландшафтов).

Почвоведение – наука о почвах, их строении, составе, свойствах и географическом распространении, закономерностях ее происхождения, развития, функционирования и роли в природе, путях и методах ее мелиорации, охраны и рационального использования в хозяйственной деятельности человека. Почвоведение существует немногим более 100 лет, но за это время превратилось в мощную отрасль естествознания. Теоретической основой науки является последовательный историзм, генетический подход к анализу почвенных явлений и рассмотрение их в тесной взаимосвязи с другими компонентами природной среды.

В системе естественных наук почвоведение тесно связано с физикой, химией, геологией, географией и опирается на разработанные ими фундаментальные законы и методы исследования (таблица 1).

Научной основой для нормального функционирования целого ряда прикладных наук о земле (землеустройства, земельного кадастра, мелиорации, планирования инженерных сооружений и транспортной сети, других) стала почвенная карта. Сами стали прикладными многие отрасли почвоведения: агро-, лесное, мелиоративное, военное, санитарное, строительное (грунтоведение).

Таблица 1

Общее		Прикладное
Педогностика	Морфология почв	Сельскохозяйственное
	Химия почв	
	Физика почв	
	Минералогия почв	Мелиоративное
	Биология почв	
Педография	Энергетика почв	Лесное
	География почв	
	Картография почв	

	Систематика почв	
	Экология почв	Санитарное
	Оценка почв	
	Информатика (?)	
Историческое почвоведение	Палеопочвоведение	Инженерное
	Генетика почв	
Динамическое почвоведение	Плодородие почв	
	Мелиорация почв	Экологическое
	Технология почв	
	Эрозия почв	
	Охрана почв	Военное
Региональное почвоведение		
История и методология науки		

Почва образует особую геосферу на земле – педосферу, или почвенный покров Земли, являясь одновременно важным компонентом биосферы. Главные глобальные **функции почвы**:

1. Обеспечение жизни на Земле. Почва- следствие жизни и условие ее существования.
2. Почва – важный фактор обеспечения взаимодействия большого геологического и малого биологического круговоротов веществ на земной поверхности.
3. Регулирование химического состава атмосферы и гидросферы.
4. Регулирование биосферных процессов.
5. Аккумуляция активного органического вещества и связанной с ним энергии.

Существует много различных определений понятия «почва»: Почва – естественно-историческое органо-минеральное биокосное тело, сформировавшееся в особых условиях климата и рельефа под влиянием живых и мертвых организмов в гравитационном поле Земли, обладающее плодородием. Или: почва – обладающая плодородием сложная полифункциональная многофазная поликомпонентная открытая структурная система в поверхностном слое коры выветривания горных пород, являющаяся комплексной функцией горной породы, организмов, климата, рельефа и времени. Почву отличает от горной породы в первую очередь плодородие, реализуемое в урожае сельскохозяйственных культур в результате совокупного действия отдельных свойств и почвенных процессов. Почва формируется из горной породы в результате совокупного действия факторов почвообразования.

Почвообразование в определенном смысле можно рассматривать как **соотношение процессов выноса и аккумуляции**, причем выносу из них подвергаются одни вещества, а аккумуляции (относительной или абсолютной) – другие.

Абсолютная аккумуляция веществ – поступление их из атмосферы или гидросферы и накопление в формирующейся почве. Например, углерод (фотосинтез-создание биомассы-отмирание биомассы-разложение-гумификация-гумусонакопление). Относительная аккумуляция – остаточное накопление в результате выноса других веществ. Например, в результате выноса щелочных и щелочно-земельных элементов может относительно увеличиться доля кремнезема и полуторных окислов. Относительная аккумуляция веществ – всегда следствие элювиального процесса, т.е. нисходящего передвижения веществ в почве при промывном водном режиме и частичный или полный вынос веществ в нижележащую толщу ряда соединений: солей щелочных и щелочно-земельных металлов, соединений железа, алюминия, марганца, фосфора, серы, иногда кремния, илестые частицы.

Вынос и аккумуляция веществ в процессе почвообразования являются следствием большого геологического (элювиирование, засоление, корообразование) и малого биологического круговоротов (биогенная аккумуляция биофилов) веществ на земной поверхности, которое развивается противоречиво в разных природных условиях. Биологический круговорот временно

вырывает часть элементов из геологического круговорота, а почва служит своеобразным промежуточным резервуаром, предохраняя биофилы от выноса.

Из-за высокой важности названных процессов почвообразование часто определяют как сложный процесс взаимодействия малого биологического и большого геологического круговоротов веществ и потоков энергии в пределах коры выветривания горных пород, ведущий к образованию почвы, ее развитию и эволюции. Почвообразовательный процесс – совокупность явлений превращений и перемещений веществ и энергии в пределах педосферы Земли.

Взаимодействие круговоротов проявляется через серию противоположно направленных процессов и противоречивых явлений, из которых складывается почвообразование:

- разрушение – новосинтез минералов;
- биологическая аккумуляция – потребление элементов из почвы организмами;
- водородная аккумуляция – геохимический вынос;
- разложение – синтез органических соединений;
- поглощение – выделение ионов из твердой фазы в раствор;
- растворение – осаждение веществ;
- пептизация – коагуляция коллоидов;
- нисходящее – восходящее движение растворов;
- увлажнение – высыхание;
- набухание – усадка;
- нагревание – охлаждение;
- окисление – восстановление;
- азотфиксация – денитрификация.

Многие из этих процессов носят циклический характер, можно выделить суточную, сезонную, годовую, многолетнюю цикличность, специфическую для каждого типа почв. Данные противоположные процессы А.А. Роде назвал **общими почвообразовательными процессами**, так как они встречаются во всех почвах в той или иной степени и количественном проявлении. Специфические проявления общих процессов в зависимости от специфики факторов и условий почвообразования он назвал **частными почвообразовательными процессами**. Это такие процессы как гумусообразование, торфообразование, засоление, неосинтез каолинита и т.п.

Помимо этого А.А. Роде делил все процессы на макропроцессы, охватывающие весь появившийся профиль, и микропроцессы, то есть органические или минеральные преобразования в пределах изолированных участков почвенного профиля.

Частные макропроцессы по И.П. Герасимову являются **элементарными почвенными процессами**. В своей совокупности они составляют явление почвообразования, присущее только почвам. При соответствующих сочетаниях друг с другом они определяют свойства почв на уровне генетических типов, то есть строение профиля или систему генетических горизонтов. Каждый генетический тип почвы (ГТП) характеризуется определенным, только ему свойственным сочетанием ЭПП, хотя отдельные ЭПП могут встречаться и в почвах иных типов. Степень развития определенных ЭПП или присоединение дополнительных делают возможным обоснованное разделение на подтипы, роды, виды почв. В целом ЭПП 1) специфичны только для почв; 2) в своей совокупности составляют явление почвообразования; 3) определяют образование в профиле специфических горизонтов почв; 4) определяют строение профиля; 5) имеют место в нескольких типах почв в различных сочетаниях.

По Б.Г. Розанову выделяют следующие ЭПП:

1. Биогенно-аккумулятивные ЭПП

- Подстилкообразование
- Торфообразование
- Гумусообразование
- Дерновый процесс

2. Гидрогенно-аккумулятивные ЭПП

- Засоление

Загипсовывание

Окарбоначивание

Оруднение – процесс гидрогенной аккумуляции железа и марганца разной степени гидратации с образованием болотной руды, рудяка, ортштейна

Окремнение – гидрогенное накопление кремнезема с цементацией в области циркуляции щелочных растворов

Латеризация – внутрипочвенное ожелезнение

Плентификация – гидрогенное преобразование ферралитизированного материала путем отложения из грунтовых вод оксидов железа на каолининовой основе

Олуговение – аккумулятивный процесс воздействия пресных грунтовых вод при хорошем дренаже без заболачивания, то есть дерновый процесс при переувлажнении и хорошем дренаже

Тирсификация – образование черного гидроморфного гумуса в слабодренированных депрессиях аридных территорий при аккумуляции монтмориллонитовых глин в почвообразующей породе

Кольматаж – накопление взмученного материала на поверхности почвы и в порах верхних слоев при затоплении мутной водой

3. Метаморфические ЭПП

Сиаллитизация – внутрипочвенное выветривание первичных минералов с накоплением вторичной сиаллитной глины

Монтмориллонитизация – внутрипочвенное выветривание первичных минералов с накоплением вторичной монтмориллонитовой глины

Гумуссиаллитизация – преобразование минеральной массы под воздействием нейтральных и слабокислых гумусовых веществ с формированием дернинно-гумусированного глинисто-щебнистого профиля под горно-(степно)-луговой растительностью

Ферралитизация – внутрипочвенное выветривание первичных минералов с накоплением вторичной ферралитной глины

Ферсиаллитизация – накопление подвижных соединений железа на фоне оглинения, обусловленного декарбонатизацией

Рубефекция (ферритизация) – процесс необратимой коагуляции и кристаллизации коллоидных гидрооксидов железа в результате интенсивного периодического просыхания после привноса их во влажный период

Ожелезнение – процесс высвобождения железа из решеток минералов при выветривании и осаждение по трещинам и порам с побурением (покраснением) породы

Оглеение – процесс метаморфического преобразования минеральной почвенной массы при постоянном или длительном переувлажнении почвы с интенсивным развитием восстановительных процессов, иногда сменяемых окислительными

Оливизация – процесс приобретения оливковой окраски горизонта вследствие периодического переувлажнения и просыхания глинистых минералов, содержащих трехвалентное железо в шестерной координации (нонтронит, глауконит, хлорит)

Слитизация –

Оструктуривание

Отвердевание

Мраморизация

4. Элювиальные ЭПП

Выщелачивание

Оподзоливание

Лессивирование

Псевдооподзоливание

Псевдооглеение

Осолodение

Сегрегация
Отбеливание
Ферролиз (элювиально-глеевый процесс)
Элювиально-гумусовый процесс
Al-Fe-гумусовый процесс
Коркообразование
5. Иллювиально-аккумулятивные ЭПП
Глинисто-иллювиальный
Гумусо-иллювиальный
Железисто-иллювиальный
Алюмогумусо- иллювиальный
железистогумусоиллювиальный
подзолисто-иллювиальный
карбонатно-иллювиальный
солонцово-иллювиальный
Al-Fe-иллювиальный
6. Педотурбационные ЭПП
Самомульчирование
Растрескивание
Криотурбация
Вспучивание
Пучение
Биотурбация
Ветровая педотурбация
Гильгаиобразование (вертисолизация)
Агротурбация
7. Деструктивные ЭПП
Эрозия
Дефляция
Стаскивание
Погребение

Лекция 2. История развития почвоведения Беларуси

7-10 тысяч лет назад на территории Беларуси были перигляциальные условия, доминировала тундра. 5-6 тысяч лет назад было мощное потепление и на территории Беларуси была лесная, а на юге даже степная зоны. С началом суббореального периода степь отступала на юг и облесилась вся территория. Окончательно границы современных лесной, лесостепной и степной зон сформировались 2-3 тысячи лет назад. Почвы Беларуси используются человеком примерно 5 тысяч лет, но научное их изучение началось в 19 веке.

Докучаевский всплеск почвенной науки слабо затронул непосредственно Беларусь. Важнейшим событием того века можно считать создание Горы-Горецкой сельскохозяйственной школы – 26 апреля 1836 года, превращенная в 1848 году в сельскохозяйственный институт. Обучение носило агрономический характер, чистого почвоведения не читалось, но был курс «Кадастр и люстрации земель» (96 часов), «Практикум по созданию сельскохозяйственных планов и проектов» (160 часов – второе место в учебном плане по объему). В эти годы в Горках работал профессор Иван Александрович Стебут (1833-1923 гг), написавший фундаментальный труд «Известкование почв» (магистерская диссертация – 1865 г.), где впервые на научной основе рассматривает почвы как объект химической мелирации; материалы, пригодные для известкования, способы их приготовления, отдельные химические свойства, приводит первые данные о действии извести на органическое вещество почв, на рост отдельных видов растений, их забо-

леваемость, анализирует некоторые факторы, влияющие на эффективность известкования. И. А. Стебут стал основателем теории известкования почв в России. Он первым подробно проанализировал причины положительного действия извести на почву и культурные растения и заложил фундамент для последующих исследователей. Он писал: «свойства нашего климата ... представляют условия, самые благоприятные для успешного применения известкования, способствующего процессу выветривания, пополняющего содержание извести в почве, содействующего разложению органических веществ, разрыхляющего почву и мобилизующего в почве питательные вещества». Он создал в Петербурге женские сельскохозяйственные курсы («стебутовские»), из которых вырос впоследствии Ленинградский сельхозинститут.

В магистерской диссертации Богдана Андреевича Телинского (1812-1886 гг), посвященной классификации земель в фискальных целях, уже рассматривались физико-химические свойства почв, органическое вещество, способы оценки земель. Под его руководством поставлены первые опыты с удобрениями, сортами культур.

Александр Васильевич Советов (1826-1901 гг), защитил диссертацию о разведении кормовых трав на полях (1859 г), возглавлял кафедру в Горках (уже через 5 лет после окончания ВУ-За). Переехав в Петербург, стал одним из учителей Докучаева, который сам признавал, что как ученый родился в лабораториях профессора Советова. В 1967 году защитил докторскую диссертацию «Про системы земледелия» и стал первым в России доктором сельскохозяйственных наук.

В 1919 году работа Горецкого сельскохозяйственного института была возобновлена, а в 1922 году открыт институт сельского и лесного хозяйства в Минске, где кафедру почвоведения возглавлял В.Г. Касаткин, который составил первую почвенную карту части Минской губернии. Этот институт был в 1925 году объединен с Горецким и образована Белорусская сельскохозяйственная академия.

В 1933 году по инициативе академика Я.Н. Афанасьева открыта кафедра почвоведения в БГУ, бывшая одной из кафедр геолого-почвенно-географического факультета (с 1934 года) наряду с тремя геологическими и одной географической кафедрой. Она исчезла в 1937 году после ареста Я.Н. Афанасьева и возродилась в 1947 году под руководством Ф.М. Доминиковского. С 1948 года лекции стал читать академик Иван Степанович Лупинович, ставший вскоре ее заведующим. С 1951 по 1953 год существовало почвенное отделение и почвенно-биологический факультет, выпустивший 73 почвоведов.

Иван Степанович Лупинович (1900-1968 гг), уроженец Шацка, выпускник института сельского и лесного хозяйства в Минске. С 1934 года – заведующий кафедрой общего земледелия в Горках, с 1935 – кандидат сельскохозяйственных наук, с 1942 – доктор. С 1947 года – академик АН БССР, переезжает из Москвы в Минск. С 1951 по 1952 исполнял обязанности Президента Академии. С 1957 года – президент академии сельскохозяйственных наук Беларуси. Он – основатель лаборатории физики и биохимии торфяно-болотных почв в НИИ мелиорации и водного хозяйства. С 1950 по 1968 год он был заведующим кафедры почвоведения БГУ. Важнейший труд «Торфяно-болотные почв Белорусской ССР и их плодородие», «Микроэлементы в почвах БССР и эффективность микроудобрений». Его имя с 1970 года носит белорусская сельскохозяйственная библиотека.

Андрей Григорьевич Медведев (1897-1985 гг), выпускник Горецкого сельскохозяйственного института. С 1930 года – доцент, с 1935 – профессор кафедры почвоведения в Горках, с 1945 по 1956 – заведующий кафедрой, с 1951 – доктор сельскохозяйственных наук, тема диссертации – «Характеристика почвенного покрова Белорусской ССР в сельскохозяйственных целях». С 1961 года – член-корреспондент Академии наук, с 1968 по 1980 год – заведующий кафедрой почвоведения БГУ. Он считается основателем таких отраслей почвоведения в Беларуси, как эрозия и бонитировка почв. Труды: «Почвы БССР», «Почвы Белорусской ССР», «Оценка качества земель в Белорусской ССР», «Качественная оценка земель в колхозах и совхозах Белорусской ССР», «Эволюция мелиорированных почв и ее итоги».

Лекция 3. Факторы почвообразования

Почва образуется из горных пород в процессе выветривания и почвообразования.

Процесс разрушения массивных горных пород и превращение их в рыхлые продукты принято называть **выветриванием**. Выветривание горных пород и минералов на поверхности Земли совершается под воздействием на них; 1) температур, механической силы воды, ветра, движения ледников; 2) углекислого газа – CO_2 , кислорода – O_2 и атмосферной воды; 3) живых организмов – биогенным путем. В связи с разнообразием факторов выветривания горных пород обычно различают три его формы: физическое, химическое и биологическое. Физические факторы выветривания превращают горную породу в более мелкие обломки, щебень, песок и пыль, размельчают ее механически, не изменяя петрографического и химического состава. Раздробление и разрыхление пород и минералов создает благоприятные условия для развития процессов химического выветривания, которое приводит к их химическому изменению, разрушению и образованию новых стойких к воздействию внешней среды соединений. Основными факторами химического выветривания являются атмосферная вода, углекислый газ (CO_2) и кислород. При распаде горных пород и минералов образуются некоторые новые, более подвижные соединения, которые растворяются, а наличие в растворе углекислого газа, в свою очередь, усиливает этот процесс. Особенно интенсивно он происходит в осадочных породах, в первую очередь в известняках, гипсах и других солях. В результате химического выветривания из первичных продуктов выветривания образуются вторичные минералы.

Биологические факторы выветривания действуют на горные породы одновременно с физическими и особенно с химическими. Многочисленные организмы и растения в процессе своей жизнедеятельности выделения во внешнюю среду различные минеральные и органические кислоты, углекислый газ, кислород, которые разрушают горные породы.

При разрушении горных пород и минералов часть элементов переходит в подвижное состояние, что создает благоприятные условия для произрастания растительности, которая играет ведущую роль в процессе почвообразования. Пронизывая корнями почвообразующую породу, растения извлекают из нее питательные вещества и закрепляют их в синтезированном органическом веществе, которое после отмирания растений придает почве ряд благоприятных физических свойств. При этом в процессе разрушения органического вещества образуются органические кислоты, действующие на материнскую породу и усиливающие процесс выветривания. После минерализации отмерших частей растений заключенные в них зольные элементы и азот отлагаются и накапливаются в верхнем горизонте почвообразующей породы, формируя благоприятные условия для произрастания новых растений. Растения в процессе жизнедеятельности сами выделяют различные кислоты, под действием которых труднорастворимые минеральные соединения переходят в растворимые. Таким образом, **почвообразование** – это совокупность взаимно связанных явлений превращения и перемещения вещества и энергии, совершающиеся в верхнем слое земли, в результате чего образуется почва. Почвообразовательный процесс является звеном более широкого процесса-круговорота вещества и энергии, протекающего в биосфере и ее отдельных системах. Связь почвообразовательного процесса и круговорота вещества и энергии выражается в том, что между почвой и смежными природными телами (грунт, атмосфера, живые организмы) происходит взаимный обмен веществом и энергией, сопровождаемый их преобразованием. Характерной особенностью почвообразования является двухсторонний процесс перехода одной формы вещества в другую: процесс синтеза и разрушения органического вещества, процесс перехода минеральных соединений в органические и обратно.

На образование почв и почвообразовательные процессы непосредственное влияние оказывают те природные условия, в которых они протекают. В.В.Докучаев выделил пять природных **факторов почвообразования**: 1) почвообразующая (материнская) порода, 2) климат, 3) растительность и животный мир, 4) рельеф, 5) возраст почв. На современном этапе выделяется шестой фактор – производственная деятельность человека.

Почвообразующая (материнская) горная порода - верхний слой горной породы, выходящий на поверхность, которая в процессе почвообразования превращается в почву. Роль материнской породы двояка. Качество сформировавшейся почвы зависит как от химического состава материнской породы, так и ее физических свойств, таких как пористость, плотность и теплопроводность, которые прямым образом влияют на характер почвообразующих процессов. От гранулометрического и агрегатного состава зависят физические свойства почв. Минералогический и химический состав почвы оказывают влияние на ход химических процессов, протекающих в ней.

В последующем развитии почвы материнская порода не теряет своего значения как фактора почвообразования, но функции ее изменяются. Она становится подстилающей породой и ее роль на этой стадии почвообразования заканчивается в обмене газами, влагой, растворенными солями, тепловой энергией с вышележащими горизонтами. Разнообразие почвообразующих пород способствует формированию почв с различными физико-химическими свойствами.

Климат оказывает значительное влияние на физические, химические и биологические процессы, происходящие в почвах. Основными составляющими климата, влияющими на процесс почвообразования, является лучистая энергия солнца и атмосфера. От количества поступающих в почву тепла и влаги зависит характер растительности, обогащение почвы органическим веществом, особенности промывного режима. Интенсивность химических процессов связана с количеством поступающего в почву кислорода, при этом газообмен между атмосферой и почвой происходит практически непрерывно. Многообразие макро- и микроклиматических условий способствует формированию значительного числа почвенных разновидностей.

Растительный и животный мир. Растительность является ведущим фактором почвообразования, так как с ней связана аккумуляция питательных веществ, образование легкоподвижных соединений, накопление гумуса, что определяет плодородие почвы. Растения создают и активно поддерживают различные взаимосвязанные потоки вещества и энергии, главными из которых являются: 1) поток зольных веществ из глубоких слоев почвы на ее поверхность и в ее верхние слои; 2) поток органических веществ, синтезированных из углерода атмосферы, почвенного азота и почвенной влаги, направленной на поверхность почвы и в ее верхние слои: а) поток H_2CO_3 из почвы в атмосферу; б) O_2 из атмосферы в почву; в) поток влаги направленный из почвы в атмосферу. В количественном и качественном отношении эти стороны почвообразовательного процесса являются самыми важными и имеют своим следствием возникновение почвенного плодородия.

Рельеф местности. Рельеф как фактор почвообразования оказывает косвенное влияние на формирование почвенного покрова. Характер макро-, мезо- и микроформ рельефа способствует перераспределению на поверхности почвы вещества и энергии, оказывает влияние на величину влагооборота и теплооборота. От угла наклона поверхности зависит количество лучистой энергии, поступающей на единицу поверхности почвы, а следовательно, величина теплообмена, температурный режим, скорость снеготаяния и т.д. Гравитационное поле Земли, действуя через рельеф, оказывая влияние на перераспределение влаги на поверхности почвы. Наклон поверхности служит причиной разложения силы тяжести на две составляющие: вертикальную и горизонтальную. Рельеф и земное тяготение создают условия для возникновения внутрипочвенного стока.

Возраст почв. Факторы времени в истории почвообразовательного процесса является особой категорией, от которой зависит стадия развития почвы и особенности протекающих в ней процессов. В.В.Вильямс различает абсолютный и относительный возраст страны, а следовательно и почвы. **Абсолютный возраст** почвы – это промежуток времени, прошедший с момента возникновения почвы до настоящей стадии ее развития. Он связан с возрастом территории, где развивается почва. В соответствии с этим, в южных областях, не затронутых последними оледенениями, почвообразование является самым древним. На севере почвы являются самыми молодыми, так как эта область освободилась из-под ледников сравнительно недавно.

Относительный возраст – это различия в стадиях развития почв одной и той же территории. В различных условиях рельефа и на различных породах интенсивность процессов почвообразования неодинакова, что будет сказываться на скорости образования почв.

Влияние природных факторов на процессы почвообразования осуществляются в тесной взаимосвязи и взаимодействии. Любая территория поверхности суши распадается на участки, которым присущ свой микроклимат, геологическое строение, гидрологические условия, почва, растительность, животный мир, состав микроорганизмов, возраст, что оказывает влияние на тип обмена веществом и энергией между вышеперечисленными компонентами. Эти природные компоненты составляют единый, непрерывно развивающийся комплекс, который по предложению В.А.Сукачева называют **биогеоценозом**. Изменение одного компонента приводит к изменению всех других. Почвы следует рассматривать как компонент биогеоценоза. При этом сама почва в процессе развития оказывает влияние на другие компоненты и факторы почвообразования, изменяя их.

На современном этапе на процессы почвообразование большое влияние оказывает **производственная деятельность человека**. Процесс хозяйственного использования земель воздействует непосредственно на почву и весь комплекс условий почвообразования, что вызывает изменение морфологических свойств почв, водно-воздушного и окислительно-восстановительного режимов, химических и биологических почвенных процессов. Использование почвенного покрова с учетом его физико-химических свойств приводит к формированию более высокоплодородных почв, неправильное использование почв вызывает ухудшение их качества или полную деградацию.

Лекция 4. Происхождение почв. Морфология почв

Стадии почвообразования. В процессе почвообразования почва проходит ряд последовательных стадий, направление, длительность и интенсивность которых определяется конкретным комплексом факторов почвообразования и их эволюцией в каждой точке земной поверхности.

Стадия **начального** (первичного) почвообразования обычно весьма длительна, свойства почв еще не сформировались, мала мощность охватываемого почвообразованием субстрата, медленно идет аккумуляция элементов почвенного плодородия, профиль слабо дифференцируется на почвенные горизонты.

Начальное почвообразование сменяется стадией **развития** почвы, которая протекает с нарастающей интенсивностью, охватывая все большую толщу почвы вплоть до формирования зрелой почвы с характерным для нее профилем и комплексом свойств.

К концу этой стадии процесс постепенно замедляется, приходя к некоему равновесию между факторами почвообразования и свойствами почвы. Это – стадия **равновесия**, или **климакса**, которая может длиться неопределенно долго.

На каком-то этапе климаксная стадия сменяется новой фазой эволюции в результате саморазвития системы или изменения почвообразующих факторов. Стадия эволюции почвы снова приводит к некоему климакскому состоянию. Например, возможно оподзоливание буроземов, заболачивание автоморфных почв, формирование луговых почв из болотных при обсыхании территории и т.п.

Эволюция почвы может идти в различных направлениях: засоления или рассоления, нарастания мощности почвы либо ее уменьшения, деградации почвенного плодородия или его увеличения. Эволюция почв на земной поверхности происходит не случайно, а в соответствии с общей историей ландшафтов, определяемой глобальными климатическими, тектоническими или морфоструктурными процессами.

Морфология почв. В процессе развития почва приобретает ряд свойств и признаков, которые отличают ее от материнской породы. В ней выделяются генетические горизонты, образуются новые вещества и соединения, которых не было в материнской породе. К главным мор-

фологическим признакам почвы относятся: 1) строение почвы, 2) мощность почвы и ее горизонты, 3) окраска, 4) гранулометрический состав, 5) структура, 6) сложение, 7) новообразования и включения.

Строение почвенного профиля. Образование и эволюция почвы приводит к появлению в ней слоев, которые накладываются друг на друга и отличаются по ряду признаков. Эти слои, различающиеся по структуре, цвету, механическому и химическому составу, направленности биологических процессов и связанные между собой общностью происхождения, называются **почвенными горизонтами**. Совокупность почвенных горизонтов образует **почвенный профиль**.

Молодые почвы очень маломощны, близки к первоначальной материнской породе и горизонты в ней не сформированы. Почвенный профиль слабо развитой почвы имеет слой, сильно обогащенный гумусом, который лежит сразу на материнской породе. В процессе развития почвы количество горизонтов увеличивается. В хорошо развитой почве можно выделить три основных горизонта, которые в зависимости от характера почвообразующих процессов имеют свои особенности.

A_0 – лесная подстилка, верхний горизонт, который характерен для целинных и залежных почв и представлен разлагающимися органическими остатками с примесью минеральных частиц.

A_n – пахотный горизонт, который образуется на всех пахотных почвах за счет верхних горизонтов почв.

A – **элювиальный** горизонт (горизонт вымывания). С одной стороны, этот горизонт обеднен тонкодисперсными и легко растворимыми веществами, выносимыми в нижележащие слои просачивающимися в почву водами. С другой стороны, в этом горизонте почвы всегда происходит образование и накопление органических веществ. Поэтому в зависимости от содержания и степени трансформации гумуса, наличия органо-минеральных и минеральных веществ, а также степени антропогенной трансформации почвы данный горизонт имеет свое название и буквенное обозначение:

A_1 – перегнойно-аккумулятивный (гумусовый или дерновый), который формируется на верхней части почвенного профиля и характеризуется значительным накоплением органического вещества (гумуса) и питательных веществ.

A_2 – элювиальный горизонт, который характеризуется процессами выноса веществ в нижележащие горизонты и представлен в основном минеральными составляющими почвы.

В торфяных почвах верхний горизонт состоит из торфа и обозначается буквой **T**.

B – **иллювиальный** горизонт (горизонт вмывания). Этот горизонт обогащен минеральными и органическими соединениями, приносимыми нисходящими и восходящими водными растворами. В почвах, где не наблюдается явления перемешивания минеральной основы (черноземы, каштановые), этот горизонт является переходным слоем от перегнойно-аккумулятивного к породе. В зависимости от содержания тех или иных соединений выделяется несколько типов иллювиальных горизонтов, отличающихся по общему виду и структуре: иллювиально-гумусовый, карбонатный (**B_k**), гипсовый (**B_g**), а также состоящий из окислов железа, алюминия, марганца и т.д.

G – **глеевый** горизонт. Образуется в гидроморфных почвах вследствие длительного увлажнения и преобладания анаэробно-восстановительных процессов, которые приводят к образованию закисных соединений железа и марганца, подвижных форм алюминия. Характеризуется появлением в почвенном профиле сизоватых или грязно-синеватых пятен. Если признаки глеевого процесса проявляются в другом горизонте, то они обозначаются индексом **g** к основному обозначению: **A_{2g} , B_{1g}** .

C – **материнская порода**, на которой образуется почва но эта порода в той или иной степени задета почвообразовательным процессом, а в условиях избыточного увлажнения и непроницаемости верхнего горизонта подвергается восстановительным процессам и превращается в оглеенный горизонт.

D – подстилающая порода. Выделяется в том случае, когда почвенные горизонты образовались на одной породе, а ниже лежит порода с другими свойствами.

Строение почвенного профиля бывает выражено по-разному. В одних случаях почвенные горизонты выделяются четко, в других - проявляются слабо. Это зависит от типа почв, ее возраста и особенностей материнской породы. Каждому почвенному типу присуще индивидуальное сочетание горизонтов, при этом некоторые горизонты могут отсутствовать.

Мощность почвы – это ее вертикальная протяженность, которая измеряется от дневной поверхности до слабо затронутой почвообразовательными процессами материнской породы. Мощность почв колеблется в среднем от 50 до 150 см. Мощность отдельных горизонтов бывает различной. Их определяют с точностью до 1 см, при этом отмечается верхняя и нижняя граница и средняя мощность горизонта.

По существующим в почве горизонтам и их вертикальной мощности можно судить о характере почвообразующих процессов и наличии в почве тех или иных веществ. Богатая питательными веществами почва имеет мощный перегнойный горизонт, который свидетельствует о значительном развитии в ней процесса аккумуляции и слабом процессе вымывания. Наличие в профиле почвы резко выраженного элювиального горизонта связано с интенсивным процессом выщелачивания.

Окраска почвы – это морфологический признак, который является существенным показателем генезиса почвы, характера протекающих в ней почвообразовательных процессов и ее принадлежности к тому или иному типу. Многие почвы имеют название в соответствии со своей окраской: подзол, чернозем, краснозем.

Окраску почв создают три группы соединений: 1) гумус, 2) соединения железа, 3) кремнекислота или углекислая известь. В основе лежит цвет почвообразующей породы. При этом все разнообразие окраски почвы можно свести к комбинациям и сочетаниям основных цветов: черного, красного, голубого и белого.

Гумусовые вещества обуславливают черную, темно-серую и серую окраску. При 10-20% перегнойная почва имеет ярко выраженный черный цвет, 4-6% гумуса дают серую, каштановую или темно-бурую окраску. При меньшем его содержании почва приобретает окраску почвообразующей породы. В некоторых случаях черная окраска может быть обусловлена другими причинами: цветом почвообразующей породы, скоплением окислов и гидратов окислов марганца, в болотных почвах – содержанием сернистого железа.

Красный цвет почвы обуславливается содержанием в ней соединений водной окиси железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). При значительном содержании окиси железа почва имеет красную, ржавую или красно-бурую окраску, при небольшом – желтую или оранжевую. Соединения закисного железа ($\text{FeO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) окрашивают почву или ее отдельные горизонты в голубоватые или сизые тона. Они образуются в почвах с избыточным увлажнением и недостаточной аэрацией.

Белая окраска обусловлена значительным содержанием кремнезема (SiO_2), углекислой извести (CaCO_3), каолинита ($\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$) или гидратом глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). В ряде случаев белесоватый оттенок могут придавать гипс и легкорастворимые соли.

На окраску почвы также оказывает влияние гранулометрический состав, структурное состояние и влажность почвы. Суглинки и глины характеризуются красными оттенками, пески и супеси – желтоватыми, лессы – палевыми оттенками. Бесструктурные почвы выглядят светлее, чем комковатые или зернистые. Влажные оказываются более темные, чем сухие.

Различное сочетание различных групп веществ, окрашивающих почву, обуславливает большое разнообразие почвенных цветов. При характеристике почвы, как правило, указывается не только цвет, но и степень окраски (темно-серая, светло-бурая), оттенки (белесая с желтоватым оттенком), промежуточные тона (серо-бурая, коричнево-серая). Если почвенные горизонты не имеют однородной окраски, их характеризуют как пестрые или пятнистые.

Структура почв. *Структурой* называются соединенные между собой механические элементы (агрегаты), на которые может распадаться почва. Форма, размер и качественный состав

структурных элементов неодинаков. Он изменяется в различных почвах, а также в разных горизонтах одной и той же почвы.

В зависимости от **формы** структурных элементов различают три основных типа структуры:

- 1) кубовидная, когда структурные элементы равномерно развиты по трем взаимно перпендикулярным осям. Основными видами данного типа структуры являются глыбистая, комковатая, ореховатая и зернистая.
- 2) призмовидная, когда структурные элементы развиты преимущественно по вертикальной оси. Основные виды - столбовидная, столбчатая и призматическая.
- 3) плитовидная, когда структурные элементы развиты преимущественно по двум горизонтальным осям и укорочены в вертикальном направлении. Основные виды - плитчатая и чашуйчатая.

Каждый из перечисленных видов может делиться на более мелкие структурные единицы.

В зависимости от **размера** агрегатов структура делится на следующие группы:

- 1) глыбистая, когда размер структурного агрегата составляет более 10 мм;
- 2) макроструктура – 10-0,25 мм;
- 3) грубая микроструктура – 0,25-0,01 мм;
- 4) тонкая микроструктура – меньше 0,01 мм.

В почве или почвенном горизонте структурные элементы не бывают одного размера и формы. Чаще всего встречается смешанный тип структуры, включающий в название род и вид: комковато-пылеватая, комковато-пластинчатая, пластинчато-пылеватая.

Почва может быть структурной и бесструктурной. При структурном состоянии почвы или породы она делится на структурные элементы определенной формы и величины. При бесструктурном состоянии отдельные механические элементы, слагающие почву, не соединены между собой в более крупные структуры. Они существуют раздельно или залегают сплошной сцементированной массой. Между структурными и бесструктурными почвами имеются переходные почвы, где структура выражена слабо.

Различные генетические горизонты почв имеют определенные формы структуры. Для дерновых горизонтов характерна комковатая и зернистая структура, для иллювиальных – ореховая, элювиальных – пластинчато-листовая.

Гранулометрический состав почв. Одной из важнейших характеристик почвы является ее **гранулометрический** состав, или содержание элементарных частиц различного размера. Эти частицы называются **механическими элементами**. Определить размер каждой частицы, входящей в состав почвы, не представляется возможным. В лабораторных условиях ограничиваются нахождением количества частиц определенного размера в установленных пределах, которые называются **фракциями** гранулометрического состава.

Существует много методов гранулометрического анализа почв. Наиболее часто в почвенных исследованиях используются методы, основанные на том, что после взбалтывания с водой частицы почвы или породы разного размера оседают на дно с различной скоростью. Собирая частицы через определенные промежутки времени с различных глубин, определяют их размер в соответствии с уравнением Стокса:

$$V = \frac{2}{9} g \cdot r^2 \cdot \frac{d - d_1}{\eta}$$

где V – скорость падения частиц, см/сек,

g – ускорение силы тяжести, м/сек,

r – радиус падающей частицы,

d – плотность частицы,

d_1 – плотность жидкости,

η – коэффициент вязкости среды.

Отобранные пробы переносятся в специальные чашки, выпариваются, затем взвешиваются. По количеству определенных фракций определяется гранулометрический состав почвы.

Частицы размером < 1 мм называются *мелкоземом*, в его пределах выделяют частицы крупнее 0,01 мм – физический песок и частицы мельче 0,01 мм – физическая глина. В составе ила выделяют фракцию коллоидных частиц диаметром $< 0,0002$ мм.

Для характеристики почв в зависимости от крупности входящих в них фракций используются различные классификации. Наиболее часто применяется классификация Н.А.Качинского. (табл.3.3.1).

Таблица 3.3.1. Классификация гранулометрических элементов (по Н.А.Качинскому).

Диаметр частиц	Название гранулометрических элементов (гранулометрические фракции)	Группа
>3 3-1 1-0,5 0,5-0,25 0,25-0,05	камни гравий песок крупный песок средний песок мелкий	физический песок
0,05-0,01 0,01-0,005 0,005-0,001 < 0,001	пыль крупная пыль средняя пыль мелкая ил	физическая глина

Фракции гранулометрических элементов составляют почвы или породы в различных количественных соотношениях. Относительное содержание в почве или породе фракций гранулометрических элементов называется гранулометрическим составом.

Гранулометрический состав почв определяют по соотношению количества фракций физического песка и физической глины (табл. 3.3.2).

Таблица 3.3.2. Гранулометрический состав почв (по Н.А.Качинскому).

Содержание физической глины (%)		Содержание физического песка (%)		Почвы по гранулометрическому составу
подзолистые	степные	подзолистые	степные	
0-5	0-5	100-95	100-95	песок рыхлый
5-10	5-10	95-90	95-90	песок связный
10-20	10-20	90-80	90-80	супесь
20-30	20-30	80-70	80-70	суглинок редкий
30-40	30-45	70-60	70-55	суглинок средний
40-50	45-60	60-50	55-40	суглинок тяжелый
50-70	60-75	50-30	40-30	глина легкая
70-80	75-85	30-20	30-20	глина средняя
>80	>85	<20	<20	глина тяжелая

Различные группы гранулометрических элементов по-разному влияют на свойства почв, что объясняется различиями их минералогического, физического и химического состава и свойств. Например, песок обладает значительной проницаемостью, влагоемкостью и капиллярными свойствами, а механические элементы крупнее 2,0 мм почти не обладают капиллярной способностью.

Различают три типа гранулометрических элементов почв: минеральные, органические и органо-минеральные. Основная масса почв состоит из минеральных элементов. По гранулометрическому составу все многообразие почв и пород можно объединить в несколько основных групп с характерными для каждой группы физическими, физико-химическими и химическими

свойствами, которые определяют интенсивность почвообразовательных процессов, содержание зольных элементов, плодородие.

Песок – характеризуется полным отсутствием связности, сыпучестью и крупным диаметром частиц. Песчаные почвы обеднены питательными веществами, попадающая в них влага не задерживается и уходит в нижележащие горизонты. Они имеют крупные поры, что способствует созданию аэробных условий и быстрому разложению органического вещества. Однако в северных условиях эти почвы считаются ценными.

Супесь – отличается крайне слабой агрегированностью, ее структурные агрегаты разрушаются при малейшем сжатии. Супесчаные почвы теплые, легкие в обработке, хорошо водопроницаемы и аэрируемы. В отличие от песчаных почв, обладают большей влагоемкостью и большим запасом питательных веществ. Однако внесенные с удобрениями элементы питания для растений быстро вымываются.

Суглинок – делятся на три группы, отличающиеся по свойствам:

- легкие суглинки и их агрегаты в сухом состоянии сравнительно легко разрушаются пальцами. При растирании прощупываются тонкие пылеватые частицы. В увлажненном состоянии не обнаруживают пластичности.
- средние суглинки в сухом состоянии обладают сравнительно прочной агрегатной структурой, при увлажнении приобретают некоторую пластичность.
- тяжелые суглинки характеризуются прочными трудно разрушаемыми агрегатами, при увлажнении приобретают повышенную пластичность.

Суглинистые почвы в агрономическом отношении считаются самыми лучшими. Они достаточно влагоемки и водопроницаемы, хорошо удерживают воду, структурны, достаточно легко обрабатываются, не склонны к заболачиванию, хорошо аэрируются. В этих почвах много питательных веществ, способствующих произрастанию растений.

Лесс – характеризуется теми же чертами, что и легкие и средние суглинки, однако обладает большей пылеватостью, которая ощущается при растирании.

Глина – в сухом состоянии отличается высокой твердостью, ее кусочки при сжатии не раздавливаются. При увлажнении приобретает высокую пластичность. Глинистые почвы обладают большой влагоемкостью, во влажном состоянии вязкие, липкие, плохо проветриваются. Эти почвы насыщены влагой, застаивание которой ведет к заболачиванию. В связи с тем, что на испарение влаги идет много тепла, глинистые почвы считаются холодными. В увлажненной зоне отрицательные качества глинистых почв усиливаются, в засушливой – уменьшаются. Следует отметить, что эти почвы богаты элементами питания для растений.

Обладая различными физическими свойствами, отдельные гранулометрические фракции почв различаются также по химическому составу. При этом химический состав в значительной степени меняется в зависимости от величины минеральных частиц: чем мельче частица, тем сложнее ее химический состав. По минералогическому составу гранулометрические фракции почвы характеризуются следующим образом:

песчано-хрящеватые фракции – состоят из отдельных минералов и обломков горных пород, отличаются высокой водопроницаемостью и слабо выраженным капиллярным поднятием;

иловатые фракции – состоят из смеси каолина, гидрата окисей Fe, Al, Mn, отличаются связностью, пластичностью, сильно набухают в воде, во влажном состоянии образуют вязкую, в сухом – твердую массу.

пылеватые фракции – состоят, главным образом, из аморфной кремниевой кислоты и частично кварца.

Чем крупнее гранулометрическая фракция, тем больше в ней содержатся таких инертных соединений, как кремниевая кислота. Более мелкие фракции обогащены полуторными окислами Fe и Al, в тонких фракциях увеличивается количество K, P₂O₅ и других элементов питания для растений. Иловатые фракции содержат значительное количество перегноя и обладают высокими поглотительными свойствами, поэтому дисперсная иловатая масса является самой цен-

ной частью почвы и оказывает большое влияние на процессы, происходящие в почве, и, в конечном итоге, на ее плодородие.

Сложение почв и их горизонтов. *Сложение почвы* – это внешнее выражение ее пористости и плотности, которое зависит от свойств материнской породы и структурных свойств почвы. По плотности различают следующие **типы** сложения:

1) **рассыпчатое** сложение – свойственно лишенным перегноя песчаным почвам, где отдельные механические частички не сцементированы, в сухом состоянии распадаются на отдельные составляющие и представляют сыпучую массу. Характерно для пахотных горизонтов песчаных и супесчаных почв.

2) **рыхлое** сложение – наблюдается в суглинистых и глинистых почвах с хорошо выраженной комковато-зернистой структурой, отдельные агрегаты которой мало сцементированы друг с другом, а также в верхних горизонтах супесчаных и песчаных почв, заметно обогащенных гумусом. Характерно для пахотных горизонтов спелых почв.

3) **плотное** сложение – свойственно большинству суглинистых и глинистых почв, особенно их иллювиальным горизонтам, где вследствие обогащения илистыми фракциями, вынесенными из вышележащих слоев, происходит цементация почвенных частичек.

4) **слипное (очень плотное)** сложение – является характерным свойством связных глинистых бесструктурных почв, главным образом их нижних горизонтов, отдельные частички которых плотно прилегают друг к другу, практически не образуя скважин и пор. Характерно для солонцов в сухом состоянии.

По пористости, которая характеризуется формой и величиной пор в почвенных горизонтах, различают тонкопористое (диаметр пор менее 1 мм), пористое (1-3 мм), губчатое (3-5 мм), ноздреватое (5-10 мм), ячеистое (более 10 мм) и трубчатое строение, когда почвенные каналы прорыты земляными.

По сложению почв можно судить об аэрации, водопроницаемости, легкости обработки той или иной почвы.

Новообразования и включения. *Новообразования* – это специфические вторичные минералы и их скопления, которые образуются и откладываются в горизонтах почвы и имеют различный химический состав и форму. В зависимости от преобладающего действия и направленности физических, химических и биологических процессов, происходящих в почвах, в ней могут формироваться новообразования **химического** и **биологического** происхождения.

Химические новообразования являются результатом химических процессов, которые приводят к образованию различного рода соединений. Эти соединения могут осаждаться на месте образования или перемещаться в составе почвенного раствора в вертикальном и горизонтальном направлениях и выпадать на значительном расстоянии от места образования. Эти новообразования представлены легкорастворимыми соединениями, гипсом, известью, окислами железа, алюминия, марганца, кремнекислотой, гумусовыми веществами и др.

Различают следующие виды химических новообразований:

1) **присыпки, налеты, корочки, выцветы** – сформированы тончайшими кристаллами различных соединений (легкорастворимыми солями, гипсом, углекислым кальцием, аморфным кремнеземом). Эти образования появляются на поверхности структурных частей, стенках трещин, поверхности почвы.

2) **пятна, прожилки, трубки** – образуются при выпадении в осадок легкорастворимых соединений вокруг корешков растений, в полостях, оставленных насекомыми и разложившейся органикой. В зависимости от химического состава соединений имеют различную окраску и свидетельствуют о влиянии грунтовых вод или болотном режиме почвообразования. **Ортзандры** – крупные рыхлые ржавые скопления окислов железа в песках таежных районов. Соединения закиси железа образуют в болотных почвах скопления минерала вивианита $[\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$.

3) **конкреции, стяжения** – концентрически разросшиеся новообразования гипса, ангидрита, углекислого кальция и других соединений, имеющие различную консистенцию и размеры от 2-

3 мм до 5-10 см. Образуют сростки, друзы, буравчики, скопления округлой или овальной формы.

4) **пласты, плиты и горизонты цементации** – значительные по площади и мощности новообразования, при которых первичный материал почвообразующей породы почти не различим. Новообразования биологического происхождения являются продуктами механической и физиологической деятельности животных и растений. Они представляют собой извилистые ходы (**червоточены**), экскременты дождевых червей (**капролиты**), пустые или заполненные ходы роющих животных (**кротовины**), сгнившие крупные корни растений (**корневины**), узоры мелких корешков на поверхности структурных отдельностей (**дендриты**).

Включениями называются тела, органического и минерального происхождения, образование которых не связано с почвообразовательными процессами, а унаследованы от материнской породы. Они имеют большое значение при оценке генезиса самих материнских пород и тех условий, в которых происходило почвообразование.

Основными включениями являются:

1) **обломки горных пород** различного размера, окатанности и минералогического состава, которые свидетельствуют о ледниковом, аллювиальном или местном элювиальном происхождении почвообразующих пород.

2) **раковины моллюсков** свидетельствуют о недавнем перемещении береговой линии на значительном пространстве суши, о существовании пресных озер и болот.

3) **остатки корней и стволов** ранее не произраставших в данной местности растений говорят о коренной смене условий почвообразования, что особенно важно при изучении торфяников.

4) **антропогенные включения**, которые представлены остатками кирпича, стекла, костей, обломков посуды, монетами, подтверждают антропогенный характер трансформации почвенного профиля и составляющих его горизонтов. Археологические находки позволяют датировать возраст почвообразующей породы и самой почвы.

Лекция 5. Материальная основа почв

Почва является **полидисперсной системой**, которая имеет в своем составе:

- 1) твердую фазу, состоящую из минеральных и органических частиц,
- 2) жидкую фазу, представленную почвенным раствором,
- 3) газовую фазу, состоящую из почвенного воздуха,
- 4) живую фазу, представленную живыми организмами.

Твердая фаза составляет основу почв, ее матрицу. Это – полидисперсная и поликомпонентная органо-минеральная система. Частички почвы различной степени дисперсности составляют своеобразный скелет почвы, промежутки между которыми заняты воздухом и (или) водой, т.е. в почве одновременно присутствуют все три фазы почвы.

Жидкая фаза почвы – вода в почве, почвенный раствор, исключительно динамичная по объему и составу часть почвы, заполняющая ее поровое пространство. Содержание и свойства этой фазы зависят от водно-физических характеристик почвы и состояния в данный момент в соответствии с условиями увлажнения и погоды. В холодный сезон влага может переходить в твердое состояние, превращаясь в лед, при повышении температуры часть воды может перейти в газообразное состояние. Жидкая фаза – «кровь почвенного тела», служащая основным фактором дифференциации почвенного профиля, так как вертикальное либо латеральное перемещение веществ происходит в виде суспензий или растворов.

Газовая фаза – воздух, заполняющий поры, свободные от воды. Его состав очень динамичен во времени и существенно отличается от атмосферного. Воздуха больше в сухой почве, вода и воздух – антагонисты в почве.

Живая фаза – населяющие почву организмы, непосредственно участвующие в процессе почвообразования. К ним относятся микроорганизмы, представители микро- и мезофауны, корневые системы растений.

Соотношение этих четырех фаз имеет решающее значение в создании плодородия почв и условий жизни живых организмов. Отсутствие или уменьшение ниже определенных пределов жидкой или газообразной фаз исключает возможность использования почв для обычных биологических процессов.

Твердая фаза образуется из горной породы под влиянием сложных процессов – **выветривания**. Простейшее – **физическое**, которое идет благодаря различному объемному расширению при нагревании и охлаждении. Этот процесс особенно интенсивно идет в континентальном климате. Замерзающая вода играет роль своеобразных клиньев, расширяя трещины и раздвигая обломки. **Химическое** выветривание идет в основном благодаря воде, содержащей растворенный кислород и уголекислоту, что способствует растворению минералов. Тот вид выветривания лежит в основе зонального для таежной зоны процесса подзолообразования. **Биологическое** выветривание представляет собой разрушение твердых пород продуктами жизнедеятельности микроорганизмов.

Твердая фаза почвы характеризуется минералогическим, химическим и гранулометрическим составом.

Минералогический состав почвы. Почвообразующие породы представляют собой смесь продуктов химического и физического выветривания, т.е. смесь первичных и вторичных минералов. **Первичные минералы** обладают различной устойчивостью против разрушения, поэтому в составе рыхлых пород они могут встречаться в различных соотношениях.

Минерал – это однородное в химическом отношении тело, обладающее постоянством химического состава и определенными физическими свойствами.

По физическому состоянию минералы бывают твердые, жидкие и газообразные. Многие минералы имеют определенную форму и являются кристаллическими. Большинство минералов аморфны. Кристаллы ряда минералов анизотропны, т.е. различаются по своим свойствам в различных направлениях (твердость, теплопроводность и электропроводность и др.). В горных породах минералы встречаются в определенных сочетаниях различными группами, образовавшись в однородных условиях. Количество первичных минералов, встречающихся в изверженных породах, достигает более 3000. Содержание того или иного минерала в рыхлой породе зависит от их физических и химических свойств (табл.2.2.1).

Таблица 1. Средний минералогический состав изверженных и осадочных горных пород (по Кларку)

Группа минералов	Состав (в % от веса)		
	Изверженные породы	Осадочные породы	
		Сланцы	Песчаники
Полевые шпаты	59,5	30,0	11,5
Роговые обманки и пироксены	16,8	-	-
Кварц	12,0	22,3	66,8
Слюда	3,8	-	-
Глинистые минералы	-	25,0	6,6
Гетит	-	5,6	1,8
Карбонаты	-	5,7	11,1
Прочие минералы	7,9	11,4	2,2

Таким образом, 92% общей массы изверженных пород состоит из 4-х групп минералов: полевых шпатов, роговых обманок и пироксенов, кварца и слюды. Из них наибольшей механической прочностью обладает кварц, затем следуют полевые шпаты, роговые обманки и пироксены, слюды. В связи с этим при физическом выветривании они дробятся с различной скоростью. Более прочные будут разрушаться медленнее и сохраняться в виде более крупных частиц. Менее прочные минералы будут дробиться сильнее и быстрее переходить в более мелкие гранулометрические фракции.

По мере перехода к более мелким фракциям содержание кварца и полевых шпатов уменьшается, и увеличивается содержание менее прочных минералов (табл.2.2.2).

Таблица 2.2.2. Гранулометрический состав минералов озерно-гляциального суглинка.

Группа минералов	Содержание минералов (в % от веса)				
	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	< 0,005
Кварц	86	81	72	63	10
Полевые шпаты	14	12	15	8	10
Слюда	-	-	7	21	67
Роговые обманки	-	4	2	5	7
Прочие	-	3	4	3	6

Кварц - считается минералом, вполне устойчивым к химическому выветриванию. Сравнительно медленно подвергаются химическому выветриванию полевые шпаты. Средние и основные полевые шпаты отличаются меньшей устойчивостью, чем кислые.

Слюды - (мусковит и биотит) легче, чем предыдущие подвергаются химическому выветриванию.

Роговые обманки и пироксены представляют собой минералы, которые легко изменяются вследствие воздействия на них химических агентов.

Первичные минералы. Минералы, входящие в состав почв, делятся на две группы: 1) первичные и 2) вторичные. Первичные минералы образуются вследствие выветривания магматических и метаморфических пород, вторичные - из первичных (табл.2.3.1).

Из первичных минералов наиболее распространенными являются минералы, включающие кислородные соединения кремния (кварц, полевые шпаты, пироксены и слюды).

Первичные минералы различаются между собой химическим составом и строением кристаллической решетки, что и предопределяет их неодинаковую устойчивость против выветривания.

Таблица 2.3.1. Средний минералогический состав магматических и осадочных пород, в % (по Jeffris).

Группы минералов	Магматические породы	Осадочные породы
Первичные минералы		
Полевые шпаты	57,8	7,0
Амфиболы	16,0	-
Кварц	12,8	38,8
Слюды	3,6	20,0
Вторичные минералы		
Карбонаты	1,1	20,0
Глины	0,5	9,0
Лимонит	0,2	3,0
Прочие	8,0	3,0

Строение кристаллической решетки минералов в значительной степени зависит от объема составляющих ее ионов, или если считать, что форма ионов шарообразная, то от величины их радиусов. В элементарных ячейках, из которых состоят кристаллы, объем катионов и анионов определяет их взаимное расположение. Образование устойчивой структуры происходит при условии, что каждый катион соприкасается с окружающими его анионами. Число ионов противоположного знака, окружающих данный ион называется координационным числом. Величина координационного числа зависит от соотношения радиуса ионов (табл.2.3.2). По данным Гольшмидта, радиусы катионов основных элементов, из которых состоят минералы, следующие:

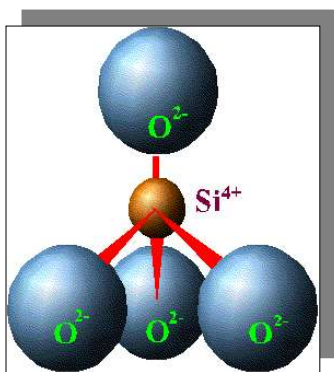
Ni – 0,78 Å (10^{-8} см), Na – 0,98, K – 1,33, NH_4^+ – 1,43, Mg^{2+} – 0,78, Ca^{2+} – 1,06, Ba^{2+} – 1,43, Zn^{2+} – 0,83, Co^{2+} – 0,82, C_4^{+} – 0,96, Cu^{2+} – 0,83, Fe^{2+} – 0,83, Fe^{3+} – 0,67, Al^{3+} – 0,57, B^{3+} – 0,20, Mn^{2+} – 0,91,

$Mn^{3+} - 0,70$, $Mn^{4+} - 0,62$, $Si^{4+} - 0,39$, $C^{4+} - 0,18$, $Mo^{4+} - 0,68$, $Ni^{5+} - 0,1-0,2$, $P^{5+} - 0,35$, $S^{6+} - 0,34$, $H_3O^+ - 1,35$,
анионов: $O^{2-} - 1,32$, $F^- - 1,33$, $Cl^- - 1,81$, $OH^- - 1,53$, $S^{2-} - 1,81$ $\text{\AA}^0$ (10^{-8}см).

Таблица 2.3.2. Координационное число и форма кристаллической решетки

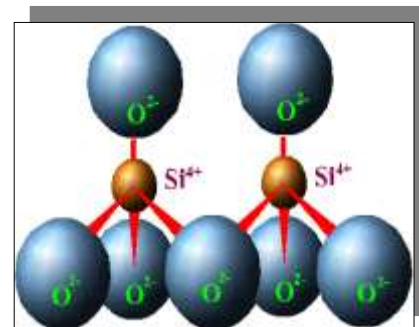
Отношение радиуса катиона к радиусу аниона	Координационное число	Форма окружения
0,15 – 0,22	3	треугольник
0,22 – 0,41	4	тетраэдр
0,41 – 0,73	6	октаэдр
0,73 – 1,37	8	куб
1	12	кубо-октаэдр

Отношение радиуса катиона к радиусу аниона определяет не только его координационное число, а также форму кристаллической решетки и характер элементарной ячейки.



Элементарной ячейкой кремнекислородного соединения является тетраэдр, четыре вершины которого заняты крупными анионами O^{2-} ($r = 1,32 \text{ \AA}^0$), а в центре находится катион с небольшим радиусом Si^{4+} ($r = 0,39 \text{ \AA}^0$). Данный тетраэдр является основной структурной ячейкой всех существующих соединений кремния с кислородом. Ячейка SiO_4 заряжена отрицательно (на 4 положительных заряда Si приходится 8 отрицательных зарядов кислорода). Отрицательный заряд ячейки может быть компенсирован путем присоединения катионов или соединением с другими кремнекислородными тетраэдрами.

Соединение тетраэдров между собой происходит через вершины, при этом определенные ионы кислорода одновременно связаны с двумя ионами кремния. Оставшиеся свободные валентности кислородных анионов нейтрализуются катионами. Кремнекислородные тетраэдры могут образовывать непрерывные структуры в виде одинарных цепочек, что характерно для пироксенов - энстатита ($Mg_2Si_2O_6$), гиперстона ($(Mg_1Fe)_2Si_2O_6$). Двойные цепочки образует группа амфиболов - антофиллит ($(Mg_1Fe)_7Si_4O_{11}(OH)_2$). Листы, как у слюды, образуются в том случае, когда тетраэдры соединяются друг с другом тремя вершинами и образуют сетку гексагональной (шестиугольной) формы в виде плоского слоя. При этом по каждой стороне имеются ионы кислорода со свободной валентностью, направленной в одну сторону. Каждый слой соединяется с последующим, что придает слюдам пластичность.



амфиболов - антофиллит

В случае, когда кремнекислородные тетраэдры соединяются между собой таким образом, что каждый из четырех кислородных ионов принадлежит двум тетраэдрам, получается структура, не имеющая свободных ионов кислорода. Подобную структуру имеет кварц $(SiO_2)_n$, который отличается большой прочностью.

Такая же форма трехмерных каркасов характерна и для полевых шпатов, однако в некоторых из тетраэдров Si заменен Al^{3+} . В результате такого замещения образуется алюмокислородный комплекс $(AlO_4)^{5-}$. Он несет на единицу больший отрицательный заряд, чем SiO_4 , который компенсируется тем или иным катионом. Этим можно объяснить химический состав алюмосиликатов, к которым принадлежат полевые шпаты: альбит $Na[Al, Si_3O_8]$, анортит $Ca[Al_2Si_2O_8]$ и др. В альбите из четырех ионов Si один замещен на Al^{3+} , возникший отрица-

тельный заряд компенсирован Na. В анортите из четырех ионов Si^{4+} два иона замещены на Al^{3+} , два отрицательных заряда компенсируются Ca^{2+} .

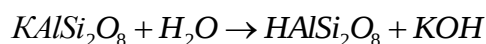
Минералы, в которых ион Si^{4+} замещается ионом Fe^{3+} , называются феррисиликатами. Изоморфные замещения происходят в кристаллической решетке в период ее образования, качество и количество замещающих ионов зависит от состава и концентрации окружающего раствора.

Вторичные минералы. Как отмечалось раньше, в результате химического выветривания первичные минералы изменяют свой состав и внутреннюю структуру. Выветривание в первую очередь затрагивает поверхность минералов, поэтому с их измельчением возрастает суммарная поверхность, и процессы разрушения ускоряются.

Важнейшим фактором химического выветривания является вода, а также присутствующие в почве кислород и уголекислота. Основными типами реакций, происходящими в почве являются: гидратация, гидролиз, растворение, окисление-восстановление.

Гидратация - это притяжение молекул воды к поверхности минералов. Вследствие полярности молекул воды она представляет собой диполь. При измельчении минералов часть зарядов ионов кристаллической решетки высвобождаются, к ним притягиваются молекулы воды тем конусом, который имеет противоположный заряд. Диполи воды стремятся “выдернуть” ионы из кристаллической решетки минерала, вследствие чего происходит ее расшатывание и разрушение.

Реакции **гидролиза** приводят к замене катионов кристаллической решетки на H^+ - ионы воды. Схематически данная химическая реакция для полевого шпата описывается следующим образом:



Присутствие в минералах Fe^{2+} также способствует выветриванию, так как окисление Fe^{2+} до Fe^{3+} приводит к изменению объемов, занимаемых ионами в кристаллической решетке, что вызывает в конечном итоге ее разрушение.

Наибольшей устойчивостью обладает кварц, на состояние которого большинство описанных реакций заметного влияния не оказывают, однако и он в некоторой степени подвергается гидратации.

При полном разрушении силикатов образуются простые продукты выветривания: гидрат окислов Fe, Al, одно- и двухвалентных оснований, гидрат окиси кремния (кремниевая кислота) и некоторые другие кислоты - угольная, серная, соляная, фосфорная и другие, образующиеся при окислении элементов, содержащихся в горных породах.

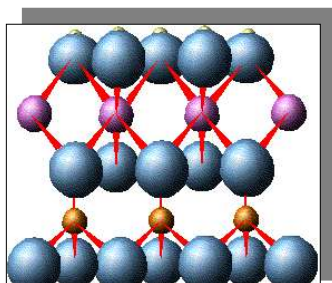
Высвободившаяся при выветривании кремниевая кислота при слабокислой реакции частично переходит в состояние геля ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), при слабощелочной - золя. В дальнейшем аморфный кремнегель может терять воду и закристаллизоваться, образуя вторичный кварц. Кроме этого, часть кремниевой кислоты может образовывать с основаниями растворимые в воде соли, которые впоследствии могут быть вымыты. В коллоидном и растворенном состоянии кремниевая кислота может вступать в реакцию с полуторными окислами, образуя при этом сложные соединения. Аморфные соединения, содержащие SiO_2 и R_2O_3 в разных соотношениях называются **аллофонами**. Теряя воду, гидраты полуторных окислов могут постепенно кристаллизоваться, образуя вторичные минералы: лимонит - $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, гетит - $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, гематит - Fe_2O_3 , гиббсит - $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, бемит - $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Освобождающиеся при выветривании основания, реагируя с кислотами, образуют простые соли, являющиеся вторичными минералами: карбонаты, сульфаты, нитраты, хлориды, фосфаты, силикаты. В разной степени растворяясь в воде, они могут накапливаться в условиях засушливого климата.

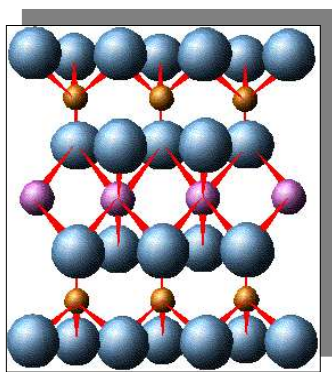
Помимо простых вторичных минералов, при выветривании могут образовываться вторичные **алюмосиликаты** и **феррисиликаты**. Эти минералы входят в состав различных глин и

поэтому носят название глинных. Являясь частью почв, они определяют очень важные для развития растений почвенные свойства (поглотительная и обменная способность, кислотность, буферность, водоудерживающая способность и др.). Из большого числа глинных минералов, для почв наибольшее значение имеют группы: каолинита, монтмориллонита и гидрослюда.

Минералы группы **каолинита** имеют двухслойную кристаллическую решетку, которая состоит из двух слоев: слоя кремнекислородных тетраэдров и слоя алюмо-кислородно-гидроксильных октаэдров.



В кремнекислородном слое вершины тетраэдров повернуты в одну сторону и являются “кислородными мостиками”, связывающими тетраэдрический и октаэдрический слои: O^{2-} одновременно связан с атомами Si^{4+} и Al^{3+} . В целом, элементарная ячейка каолинита электронейтральна и соответствует формуле $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ или $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. При разламывании пакетов боковые поверхности кристаллов имеют ненасыщенные валентности, что может вызывать адсорбцию ионов из окружающего раствора. Расстояние между пакетами каолинита равно $7,2 \text{ \AA}$ и не изменяется. Он не впитывает воду в межпакетные пространства и поэтому не набухает. К этой группе минералов относятся, кроме каолинита, галлузит (структурная формула $Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$), метagalлузит ($Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 4H_2O$), диксит и накрит.



Монтмориллонит состоит из трехслойных пакетов: октаэдрический слой заключен между двумя тетраэдрическими. Межпакетные расстояния монтмориллонита изменяются от $9,4$ до $21,4 \text{ \AA}$ и варьируют в зависимости от количества поглощенной воды. Способность монтмориллонита к набуханию значительна. Структура монтмориллонита отвечает химической формуле $Al_4Si_8O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$. В этой формуле nH_2O - вода, разделяющая пакеты. Кристаллическая решетка электрически нейтральна и содержит по 44 положительных и отрицательных заряда. Минералам группы монтмориллонита характерны разнообразные изоморфные замещения: Si в тетраэдрических слоях может быть частично замещен на Al^{3+} , а алюминий в октаэдрическом слое замещается Fe^{2+} и Fe^{3+} , Mg^{2+} и другими металлами.

Например, у минерала бейделлита в отличие от монтмориллонита один из четырех ионов Si^{4+} тетраэдрического слоя замещен Al^{3+} , появившийся избыточный отрицательный заряд компенсируется ионом гидроксила ($Al_3Si_3O_9(OH)_3 \cdot nH_2O$). К этой же группе принадлежит минерал нонтронит с формулой $Fe_2Si_4O_{10}(OH)_3 \cdot nH_2O$, где в октаэдрах ион Al^{3+} замещен на Fe^{3+} .

Из глинных минералов в почвах большое место принадлежит группе гидрослюды, в которую входят гидромусковит (иллит), гидробиотит и другие гидротизированные слюды. Кристаллическая решетка иллита построена так же, как и у монтмориллонита. Разница состоит в том, что в тетраэдрах часть Si^{4+} (до $1/4$) защищена Al^{3+} . При этом образовавшийся отрицательный электрический заряд компенсируется ионом K^+ , который прочно связывает пакеты между собой. Поэтому межпакетная вода в иллите отсутствует. **Гидробиотит** образуется из биотита - слюды темного цвета, в которой все октаэдрические места заняты Mg^{2+} и Fe^{2+} .

Кроме распространенных индивидуальных глинистых минералов, в природе существуют так называемые смешанно-слоистые минералы, пластинки которых состоят из чередующихся пакетов различных минералов, например, иллита, монтмориллонита и т.д.

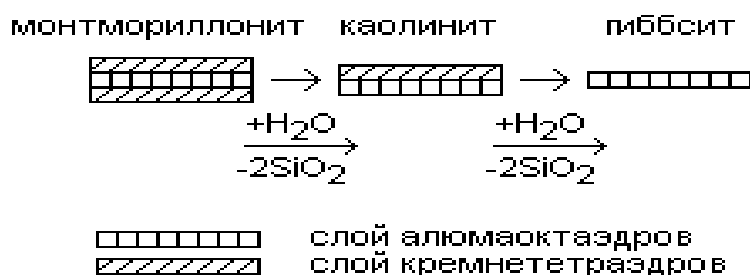
Существует так же еще группа вторичных минералов: **аллофоны**. Они состоят из тетраэдров и октаэдров, но расположены беспорядочно, поэтому вследствие отсутствия кристаллического строения они обладают аморфными свойствами.

Глинистые минералы в природе образуются двумя путями. Первый путь представляет собой постепенное изменение первичных минералов, что приводит к образованию новых форм кристаллических решеток.

Вторичные минералы могут возникать также путем синтеза из простых продуктов распада первичных минералов: полевых шпатов, амфиболов, вулканических стекол и т.д. Образующиеся при распаде вещества вступают между собой в реакции взаимодействия, продукты которых выпадают в осадок.

Известно, что химическое выветривание выражается следующими стадиями: 1) гидратации силиката; 2) окисление закиси железа; 3) постепенного гидролиза - уменьшения содержания щелочей и замене H^+ ; 4) переход Al из четверной комбинации в шестерную; 5) частичный вынос кремнезема.

Образование слюдоподобных минералов из полевых шпатов происходит вследствие выноса части SiO_2 , K_2O , CaO . Гидратация способствует замещению некоторого количества ионов K^+ ионами H^+ , что приводит к образованию слюд. Этот процесс можно проиллюстрировать на примере превращения монтмориллонита в гиббсит.



При отслоении одного тетраэдрического слоя у монтмориллонита приводит к образованию каолинита, при этом ионы кислорода “кислородных мостиков” замещаются гидроксилами. В дальнейшем при присоединении воды каолинитом из него образуется гиббсит и SiO_2 .

Скорость разрушения первичных и механизм образования вторичных минералов зависят от ряда факторов: 1) особенности первичного минерала (кристаллическая структура, степень дисперсности, химический состав и т.д.), 2) сочетание первичных минералов, 3) температуры, 4) влажности, 5) реакции среды, 6) условий выноса продуктов выветривания, 7) жизнедеятельности организмов.

Основные породы разрушаются быстрее кислых и поэтому продукты их выветривания в большей мере обогащены каолинитом. Поэтому более древние почвы, подвергавшиеся процессам выветривания и почвообразования, содержат относительно много минералов группы каолинита, гиббсита и гетита, которые являются конечными продуктами выветривания.

Сухой и холодный климат замедляет разрушение минералов, а теплый и влажный - ускоряет. В условиях промывного режима происходит вымывание щелочей, щелочноземельных оснований, кремнезема, и, как следствие, из гидрослюд и монтмориллонита образовывается каолинит и галлузит.

Растения, которые в процессе жизни взаимодействуют с почвой (поглощение воды, элементов питания, кислорода, а так же выделение продуктов жизнедеятельности), вносят существенные изменения в состав и свойства почвенного раствора, реакцию среды, значение окислительно-восстановительного потенциала, что в значительной мере оказывает влияние на условия разрушения и синтеза минералов.

Как отмечалось выше, число первичных минералов в природе невелико, поэтому и количество вторичных минералов не отличается большим разнообразием. Наиболее часто встречающимися минералами являются группы гидрослюд (гидробиотит) и монтмориллонита (монтмориллонит, белделлит, нотронит), далее следуют каолинит, галлузит, вермикулит, гиббсит.

Основная масса рыхлых пород состоит из относительно небольшого числа минералов. Из группы первичных минералов в их состав входят кварц, полевые шпаты, слюды и роговые обманки, из вторичных - слоистые алюмосиликаты, окиси и гидроокиси железа и алюминия.

Так как в различных гранулометрических фракциях преобладают различные минералы, поэтому рыхлые породы, подвергаясь сортировке по фракциям, сортируются также по минералогическому составу. Например, в песках содержатся в основном, первичные минералы (кварц, полевые шпаты), в глинах - вторичные, в суглинках - смесь первичных и вторичных. Минералогический состав илистой фракций ($< 0,001\text{мм}$) резко отличается от состава более крупных фракций. Из первичных минералов в этой фракции встречается главным образом кварц, который из-за химической устойчивости может сохраниться в виде очень мелких частиц, другие минералы этой группы присутствуют в очень малых количествах. В данной фракции сосредотачивается основная масса вторичных алюмосиликатов - монтмориллонит, каолинит, иллитовые минералы, вермикулит. Сохранность полевых шпатов обуславливается главным образом их механической прочностью, которая позволяет им сохраняться в виде относительно крупных частиц. Этим объясняется небольшое содержание полевых шпатов в составе мелких фракций.

Химические элементы, входящие в состав литосферы, содержатся в ней в неодинаковых количествах. При этом состав литосферы значительно отличается от состава почвы (табл.2.4.1)

Таблица 2.4.1. Среднее содержание химических элементов в литосфере и почвах, в весовых % (по Виноградову, 1950)

Элементы	Литосфера	Почва	Элементы	Литосфера	Почва
О	47,2	49,0	С	(0,1)	2,0
Si	27,6	33,0	S	0,09	0,085
Al	8,8	7,13	Mn	0,09	0,085
Fe	5,1	3,8	P	0,08	0,08
Ca	3,6	1,37	N	0,01	0,1
Na	2,64	0,63	Cu	0,01	0,002
K	2,6	1,36	Zn	0,005	0,005
Mg	2,1	0,6	Co	0,003	0,0008
Ti	0,6	0,46	B	0,0003	0,001
H	(0,15)	?	Mo	0,0003	0,0003

Литосфера почти на половину состоит из кислорода – 47,2%, второе место занимает Si – 27,6%, потом Al – 8,8% и Fe – 5,1%. Калий, кальций, магний составляют по 2-3%, остальные химические элементы составляют менее 1%. Почвы, по химическому составу, значительно отличаются от литосферы. В них более высокое среднее содержание О и Н, в 20 раз больше С, в 10 - N, меньше, чем в литосфере -Al, Fe, Ca, Na, K и Mg. Состав почв относительно почвообразующих пород более динамичен.

Лекция 6. Органические и органо-минеральные вещества почв

Органические вещества твердой части почвы подразделяются на две большие группы: негумифицированные и гумифицированные вещества.

Негумифицированные (подвижные) органические вещества – это отмершие, но еще не разложившиеся или полуразложившиеся остатки растений (корни) и микробов (животных). На площади 1 га в почву ежегодно поступает 5–10 т растительных остатков и 0,7–2,4 т продуктов жизнедеятельности микроорганизмов. Негумифицированные органические вещества сравнительно легко разлагаются в почве. Содержащиеся в них элементы питания (азот, фосфор, сера и др.) переходят в доступную для растений минеральную форму. Органические вещества не полностью минерализуются. Одновременно в почве идет синтез новых очень сложных органических веществ, которые служат источником для образования гумусовых, или перегнойных, веществ.

Гумифицированные (перегнойные) органические вещества – это высокомолекулярные азотсодержащие соединения специфической природы. Они составляют основную часть (90 %) органического вещества почвы. Гумус представляет собой аккумулятор энергии Солнца на планете.

Гумус состоит из гуминовых кислот, фульвокислот и гуминов.

Гуминовые кислоты представляют собой гетерогенную и полидисперсную группу высокомолекулярных азотсодержащих органических кислот, включающих ароматические циклы и алифатические цепи. Они извлекаются из почвы щелочами и некоторыми другими растворителями с образованием темно-окрашенных растворов гуматов натрия, калия и аммония. Молекулярная масса гуминовых кислот измеряется десятками тысяч атомных единиц массы. Гуминовые кислоты в зависимости от типа почвы включают от 30 до 43% углерода, от 32 до 42 – водорода, от 17,5 до 22 – кислорода, от 2,4 до 3 % азота. Гуминовые кислоты содержат также фосфор, серу и другие элементы.

Химическими и физико-химическими методами (рентгендефрактометрия, электронная микроскопия, спектрофотометрия и др.) установлено, что основными структурными единицами гуминовых кислот являются ароматические “ядра”, в том числе азотсодержащие гетероциклы, боковые цепи и периферические функциональные группы: карбоксильные – COOH , гидроксильные и фенольные OH , метоксильные – O-CH_3 , карбоксильные C=O , хинонные C=O . Боковые цепи гуминовых кислот представлены углеводными, аминокислотными и другими остатками.

Фульвокислоты – гумусовые вещества желтой или красноватой окраски, которые остаются в растворе после подкисления щелочной вытяжки из почвы и выпадения в осадок гуминовых кислот. Как и гуминовые кислоты, они входят в гетерогенную и полидисперсную группу высокомолекулярных азотсодержащих органических кислот. Фульвокислоты содержат: от 27 до 30 % углерода, от 34 до 42 – водорода, от 25 до 30 – кислорода и от 1,4 до 2,5 % азота.

В структуре фульво-, как и гуминовых кислот, установлены ароматические и алифатические группы. Однако ароматическая часть в их молекулах выражена менее ярко и в основном преобладают боковые цепи, т. е. алифатические, углеводные и аминокислотные компоненты. По составу фульвокислоты различных типов почв менее разнообразны и они лучше растворяются в воде, чем гуминовые кислоты.

Часть гумусовых веществ настолько прочно связана с минеральной частью почвы, что, не извлекается при обработке почвы щелочами и кислотами. Эти “нерастворимые” составляющие гумуса называются **гуминами**. В тяжелых глинистых почвах нерастворимые образования составляют более 50 % гумуса.

Гумифицированные вещества почвы более устойчивы к микробиологическому разложению, чем негумифицированные соединения. Однако разложение гумуса в почве, хотя немедленно, но происходит. На полях, занятых зерновыми культурами, за вегетационный период разлагается 0,7–0,8 т/га гумуса, пропашными – 1,0–1,2 т/га с образованием доступного растениям минерального азота, фосфора, серы. В гумусе содержится около 5 % азота, от 1,5 до 2,4 % фосфора. В дерново-подзолистых почвах на органические соединения приходится 40 % фосфора и 90 % серы от общего содержания этих элементов в почве. На степень разложения гумуса влияет гранулометрический состав почвы, содержание гумуса в ней и т. д. Систематическое внесение органических и минеральных удобрений обеспечивает сохранение и накопление запасов гумуса в почве.

Главная особенность химического состава почв – присутствие органических веществ, особенно гумусовых, разнообразие форм различных элементов и их непостоянство во времени. Минеральная часть обычно 80-90% массы почв (в органогенных – 10% и менее). По сравнению с литосферой в почве в 20 раз больше углерода и в 10 раз – азота, что связано с деятельностью микроорганизмов. В почве меньше металлических элементов вследствие процессов выветривания и почвообразования, хотя в целом почвы наследуют геохимические черты исходного почвообразующего материала.

Органическое вещество почв первичным источником имеет автотрофы, преимущественно зеленые растения. Они дают от 1-2 в тундре до 30-35 т/га сухого органического вещества во влажных тропических лесах в год, в агросистемах – 3-9 т/га. Почти все органическое вещество перерабатывают микроорганизмы, и конечный продукт – минеральные соединения.

Источники органического вещества в почве. Основным источником органического вещества в почве служат зеленые растения, которые ежегодно оставляют в почве на ее поверхности большое количество органического вещества – растительный опад. В почву поступают не только органические остатки отмерших растений, но и продукты их микробиологической трансформации. Биологическая продуктивность растений широко варьирует и находится в пределах от 1-2 т/год сухого органического вещества (тундра) до 30-35 т/год (влажные субтропики). При сельскохозяйственном использовании в почву поступает растительных остатков от 2-3 т/год (пропашные культуры) от 7-9 т/год (многолетние травы). Практически все органическое вещество почвы подвергается микробиологической обработке, конечными продуктами которой являются минеральные соединения. Промежуточные продукты такой трансформации – гумусовые вещества, их производные, органические вещества негумусовой природы.

Растительный опад различается не только количественно, но и качественно. В хвойных лесных ценозах основная часть опада, поступающая непосредственно на поверхность почвы, содержит много лигнина, дубильных веществ, восков, смол. Такой опад разлагается преимущественно грибной микрофлорой так как грибы принимают самое активное участие в разложении грубых органических остатков, поступающих в почву.

Растительный опад широколиственных лесов богаче белком, углеводами, минеральными веществами. В его разложении принимает участие как грибная, так и бактериальная микрофлора.

В травянистых формациях более половины растительного опада поступает непосредственно в почву с отмершими корнями растений. Корни травянистой растительности отмирают ежегодно. Такой опад богат белком, углеводами, целлюлозой. Основной группой микроорганизмов, разлагающий такой опад, являются бактерии.

Источником органических веществ в почве служат также отмирающие микроорганизмы, мхи, лишайники, животные, населяющие почву, но первичный и основной источник органического вещества, из которых образуются гумусовые вещества, – остатки зеленых растений в виде корней и наземного опада.

Химический состав поступающих в почву органических веществ. Химический состав поступающих в почву органических остатков во многом зависит от типа отмерших растений (табл.7).

Большую часть массы поступающих в почву органических веществ составляет вода. На ее долю приходится до 75 – 90% массы. В состав сухого вещества входят углеводы, белки, жиры, воски, смолы, липиды, дубильные вещества и многие другие соединения. Все это высокомолекулярные органические вещества. Так, молекулярная масса белков колеблется в пределах 10^5 – 10^6 , полисахаридов до 10^6 .

Помимо органических соединений органические остатки содержат некоторое количество зольных элементов. Основную массу золы составляют кальций, магний, кремний, калий, натрий, фосфор, сера, железо, алюминий, марганец, хлор.

Зола древесных растений богаче кальцием, травянистых – калием. Содержание кремнезема колеблется от 10 до 70%, фосфора – от 2 до 10% от массы золы.

Микроэлементы встречаются в весьма малых количествах. Это бор, цинк, йод, фтор, молибден, кобальт, медь и др.

Наибольшей зольностью обладают злаковые и бобовые растения, наименьшей – древесина хвойных пород.

Трансформация органических остатков в почве. Трансформация органических остатков в почве – сложный, многоступенчатый процесс. Схематически он может быть представлен следующим образом (рис.16). Органические остатки, попадая в почву, разлагаются при непо-

средственном участии микроорганизмов. Этому способствует огромная населенность почв микрофлорой. Населяющие почву животные тоже способствуют превращению органических остатков. Насекомые и их личинки, дождевые черви измельчают и перетирают растительные остатки, перемешивают их с почвой, перерабатывают.

В процессе разложения растительные остатки теряют свое анатомическое строение, животные ткани и отмершие клетки микроорганизмов также подвергаются разложению и используются в качестве питательного материала новыми поколениями микроорганизмов.

При разложении растительных остатков их органические вещества превращаются в более подвижные и простые соединения (промежуточные продукты разложения). Часть этих соединений полностью минерализуется микроорганизмами, то есть разлагается до элементов минерального питания, углекислого газа и воды. Продукты распада используются новыми поколениями зеленых растений как источник питания.

Часть промежуточных продуктов разложения органических остатков потребляет другая группа микроорганизмов для построения вторичных белков, жиров, углеводов, образующих плазму новых поколений микроорганизмов.

Еще часть промежуточных продуктов разложения органических остатков потребляет другая группа микроорганизмов для построения вторичных белков, жиров, углеводов, образующих плазму новых поколений микроорганизмов.

Еще часть промежуточных продуктов разложения превращается в специфические сложные высокомолекулярные соединения – гумусовые вещества. Этот процесс носит название гумификации.

Процессы разложения и минерализации растительных остатков осуществляются при участии окислительных ферментов, выделяемых микроорганизмами. При участии ферментов происходит гидролитическое расщепление сложных молекул белков, углеводов, липидов с образованием промежуточных продуктов разложения. Так, белки расщепляются на пептиды, а затем на аминокислоты, углеводы – на простые сахара и органические кислоты (уксусную, янтарную и др.), спирты. Дубильные вещества относительно устойчивы к разложению микроорганизмами, вступая во взаимодействие с белковыми веществами, образуют сложный нерастворимый комплекс. Таким образом они закрепляют в почве белковые соединения. Жиры разлагаются до глицерина и жирных кислот, а при более глубоком разложении – до поли- и моносахаров. При недостатке кислорода развиваются различные типы брожений и образуются недоокисленные продукты (метан, спирт, органические кислоты).

Скорость разложения и минерализация различных соединений неодинакова. Сравнительно быстро разлагаются растворимые сахара, крахмал, белки; несколько медленнее – целлюлоза и гемицеллюлоза, а наиболее устойчивы к разложению лигнин, воски, смолы, дубильные вещества.

Одновременно с процессами разложения органических веществ идут процессы гумификации, в результате чего образуются относительно устойчивые к разложению гумусовые вещества. Процесс гумификации – это совокупность сложных биохимических и физико-химических процессов, итогом которых является превращение органических веществ в специфические органические вещества – гумус.

Гумусом называется сложный комплекс высокомолекулярных азотосодержащих органических соединений, образовавшихся при разложении и гумификации растительных остатков.

Процесс гумификации настолько сложен, что современная наука не выработала единых взглядов на его характер. Существуют несколько концепций, с той степенью достоверности объясняющих образование гумуса.

Конденсационную (полимеризационную) концепцию разрабатывали в разные годы А.Г.Трусов, М.М.Кононова, В.Фляйг. В соответствии с этой концепцией формирование гумусовых веществ рассматривается как процесс постепенной поликонденсации (полимеризации) промежуточных продуктов разложения органических веществ.

Концепция *биохимического окисления* предложена И.В.Тюриным, она получила развитие в работах Л.Н.Александровой. Согласно этой концепции гумификация – сложный биофизико-химический процесс превращения высокомолекулярных промежуточных продуктов разложения органических остатков в гумусовые вещества. Ведущее значение при этом имеют реакции медленного биохимического окисления.

Биологические концепции гумусообразования предполагают, что гумусовые вещества – продукты синтеза различных микроорганизмов. Данная точка зрения была высказана В.Р.Вильямсом, она получила развитие в работах Ф.Ю.Гельцера, С.П.Ляха, Д.Г.Звягинцева и др.

Наряду с вышеперечисленными существует еще ряд концепций, объясняющих процесс гумификации, однако до настоящего времени все они не имеют достаточного экспериментального подтверждения.

Гумусовые кислоты, образовавшиеся в почве, не являются инертными. Они вступают во взаимодействие с зольными элементами растительных остатков, а также минеральной частью почвы, образуя различные органо-минеральные производные гумусовых кислот.

Состав и свойства гумуса. Почвенный гумус состоит из следующих основных групп органических веществ: гуминовые кислоты; фульвокислоты; гумины; органо-минеральные производные гумусовых кислот.

Гуминовые кислоты. Это высокомолекулярные азотосодержащие органические вещества, образующиеся при разложении отмерших растений и гумификации, окрашенные в черный или коричнево-черный цвет. Молекулярная-масса – от 400 до 1 000 000. Эти кислоты практически нерастворимы в воде и минеральных кислотах, но хорошо растворимы в щелочах, аммиаке, соде, пирофосфате натрия с образованием коллоидных растворов темной окраски (от вишневой до темно-коричневой и черной). Из растворов эти кислоты хорошо осаждаются водородом минеральных кислот, солями алюминия, железа, кальция, магния в виде аморфного студнеобразного осадка.

В состав гуминовых кислот входят (% по массе): углерод – 52-62, водород – 2,8-6,6, кислород – 31-40, азот – 2-6.

Молекула гуминовой кислоты имеет ядро, боковые цепи и периферические функциональные группы. В ядро входят ряд ароматических циклических колец. Боковыми цепями могут быть углеводные, аминокислотные и другие цепочки. Функциональные группы представлены карбоксильными ($-\text{COOH}$) и феногидроксильными (OH) группами, которые играют важную роль в почвообразовании, так как обуславливают процессы взаимодействия гуминовых кислот с минеральной частью почвы.

При взаимодействии с катионами аммония, щелочных и щелочноземельных металлов гуминовые кислоты образуют соли – гуматы. Гуматы обладают различными свойствами. Соли аммония, натрия и калия хорошо растворимы в воде. Они легко мигрируют по почвенному профилю с током атмосферных осадков. Гуматы калия и магния нерастворимы в воде и образуют в почве водопрочные гели, за счет клеящей и цементирующей способности которых формируется водопрочная структура почвы. Основная масса гуминовых кислот представлена гелями, прочно связанными с минеральной частью почвы.

Фульвокислоты. Это азотосодержащие высокомолекулярные органические кислоты, которые от гуминовых отличаются светлой (желтой, оранжевой) окраской, более низким содержанием углерода, растворимостью в кислотах.

Элементный состав (% по массе): углерод – 41-46, водород – 4-5, азот – 3-4. Содержание кислорода динамично и зависит от количества углерода, как правило, в фульвокислотах его больше, чем в гуминовых кислотах.

Фульвокислоты имеют сильноокислую реакцию и хорошо растворимы в воде. Благодаря этому они энергично разрушают минеральную часть почвы, причем степень их разрушительного действия определяется уровнем содержания гуминовых кислот. Гуминовые кислоты как бы ингибируют агрессивность фульвокислот.

Молекулы фульвокислот построены по такому же принципу, как и молекулы гуминовых, однако ядро менее выражено, боковых цепей несколько больше, а по количеству функциональных групп они значительно превосходят гуминовые кислоты.

Взаимодействуя с минеральной частью, фульвокислоты образуют соли – фульваты. Практически все фульваты растворимы в воде.

Гумины. Это часть гумусовых веществ, которые нерастворимы ни в одном растворителе. Они представлены комплексом гуминовых, фульвокислот и их органо-минеральных производных, прочно связанных с минеральной частью почвы.

Органо-минеральные производные гуминовых и фульвокислот. За счет многочисленных функциональных групп гумусовые кислоты, взаимодействуя с минеральной частью почвы, образуют органо-минеральные производные. Эти взаимодействия могут осуществляться путем сорбции гумусовых веществ минеральными соединениями твердой фазы почвы, путем образования комплексных гетерополярных солей (при взаимодействии с металлами), путем образования простых гетерополярных солей (при взаимодействии со щелочными и щелочноземельными металлами).

Образование органо-минеральных производных придает стабильность гумусу, способствует его аккумуляции, накоплению микро- и макроэлементов, способствует агрегатообразованию.

В случае образования большого количества органо-минеральных производных фульвокислот может увеличиваться подвижность минеральных компонентов и, следовательно, потери их за счет выноса с током вод.

При техногенном загрязнении почв образование органо-минеральных производных играет исключительно важную роль, так как этот процесс способствует связыванию токсинов и загрязнителей.

Влияние природных условий на характер и скорость гумусообразования. Многообразие природно-климатических условий предопределяет различия в гумусообразовании. Характер и скорость гумусообразования зависят от целого ряда факторов, важнейшими из которых являются: водно-воздушный и тепловой режимы, гранулометрический состав, физико-химические свойства почвы, состав и характер поступления растительных остатков, видовой состав микрофлоры и ее активность.

В зависимости от водно-воздушного режима гумусообразования протекает в аэробных или анаэробных условиях. При влажности почвы 60-80% от полной влагоемкости и температуре 25-30⁰С разложение растительных остатков протекает весьма интенсивно. Промежуточные продукты разложения органического вещества быстро минерализуются, высвобождается значительное количество элементов минерального питания, но гумуса накапливается мало. То есть в таких условиях процессы минерализации доминируют над процессами гумификации.

При постоянном и значительном недостатке влаги количество растительного опада невелико, процессы трансформации замедлены. Это приводит к накоплению гумуса в небольших количествах.

При постоянном избытке влаги (анаэробные условия) процессы гумусообразования замедляются, особенно если избыток влаги сочетается с низкими температурами. В разложении растительных остатков участвуют анаэробные бактерии. Промежуточные продукты разложения содержат много низкомолекулярных органических кислот и восстановленных газообразных продуктов. Эти соединения подавляют микробиологическую активность, в результате чего разложение растительных остатков замедляется, происходит скопление полуразложившихся остатков, частично сохранивших анатомическое строение, - торфа.

Наибольшее количество гумуса в почвах накапливается при сочетании оптимального гидротермического режима и периодически повторяющегося, не очень сильного иссушения. Такие условия создаются при формировании черноземов.

На гумусообразование значительное влияние оказывает состав растительных остатков и характер их поступления в почву. Так, остатки травянистой растительности богаты белками,

углеводами и зольными элементами. Основная часть их попадает непосредственно в почву в виде корней, их разложение происходит при тесном контакте с почвенными частицами в присутствии значительного количества оснований, прежде всего кальция.

Основная группа микроорганизмов – бактерии. В таких условиях образуется высококачественный *мулевый* («мягкий») гумус, равномерно пропитывающий минеральную часть почвы. Мулевой гумус также образуется под листовыми лесами, хотя растительный опад в этом случае попадает на поверхность почвы.

Остатки древесной растительности бедны белками, содержат мало зольных элементов, но обогащены лигнином, восками, смолами, дубильными веществами. Поступают они преимущественно на поверхность почвы и разложение их осуществляется грибной микрофлорой. При разложении такого опада образуется значительное количество легко передвигающихся с током воды вниз по профилю органических кислот. Нейтрализации их не происходит из-за недостатка оснований, процессы гумификации подавлены кислой реакцией. В таких условиях формируется *модер* («грубый») гумус, в составе которого преобладают фульвокислоты.

Таким образом, в почвах накапливается различное количество гумуса (от 0,5–1 до 10–12% и более), существенно различающегося по качеству. Качество гумуса определяют по соотношению гуминовых и фульвокислот в его составе ($C_{гк} : C_{фк}$). Различают следующие типы гумуса: гуматный (более 1,5), фульфатно-гуматный (1–1,5), гуматно-фульватный (1–0,5) и фульватный (менее 0,5).

Значительное влияние на гумусообразование оказывают гранулометрический состав и физико-химические свойства почвы. Песчаные и супесчаные почвы имеют хорошую аэрацию, быстро прогреваются. В этих почвах органические остатки интенсивно разлагаются, образовавшиеся гумусовые вещества плохо закрепляются на поверхности песчаных частиц и быстро минерализуются.

В глинистых и суглинистых почвах процесс разложения растительных остатков происходит значительно медленнее, гумусовых веществ образуется больше и они хорошо закрепляются на поверхности минеральных частиц.

Гумусонакопление зависит не только от количества образовавшегося гумуса, но и от условий его закрепления в почве. Большую роль в этом играет кальций, так как для почв, насыщенных кальцием, характерна нейтральная реакция среды, благоприятная для развития бактерий. В этих почвах образуется много нерастворимых гуматов кальция. Наряду в этом Закреплению гумуса способствует наличие в почвах глинистых минералов.

Роль гумусовых веществ в жизни растений, почвообразовании и плодородии почв. С гумусовыми веществами почв тесно связана жизнь растений. Органические вещества почвы частично обеспечивают потребности растений в углекислом газе, который необходим для фотосинтеза.

Гумус содержит большие запасы питательных веществ. Например, азот представлен в верхних слоях почвы в основном органическими формами.

Гумус содержит биологические активные вещества, которые стимулируют физиологические и биохимические процессы в растениях. На высокогумусных почвах вырастают растения с повышенным содержанием хлорофилла. Вытяжки солей гуминовых кислот (гумат натрия) являются стимуляторами роста растений. Их применяют в качестве растворов для опрыскивания, замачивания семян, полива растений. Вытяжки фульвокислот и их солей способствуют интенсификации поступления в растения элементов минерального питания.

В последние годы из торфа и угля при обогащении аммиаком и суперфосфатом получают гумусовые удобрения, которые применяют в малых дозах.

В гумусе содержатся и сохраняются на продолжительный срок основные элементы минерального питания и микроэлементы. В процессе минерализации гумуса они переходят в доступную для растений форму.

Огромное значение имеет гумус как фактор поглотительной способности почвы. Чем больше в почве гумусовых веществ, тем выше ее емкость поглощения. В такой почве хорошо

закрепляются катионы. Так, в богатых гумусом тяжело-суглинистых черноземах емкость поглощения достигает 50-60 м-экв/100г почвы, а в бедных гумусом песчаных дерново-подзолистых почвах – всего 1-2 м-экв/100г. Величина емкости поглощения в значительной степени характеризует уровень плодородия почвы.

Органические вещества улучшают физические, химические и биологические свойства почвы, способствуют формированию агрономически ценной водопрочной структуры.

Если почва богата кальцием, все гуминовые кислоты переходят в нерастворимую форму. Образовавшиеся гуматы кальция участвуют в создании водопрочной зернистой и мелкокомковатой почвенной структуры.

Гумусовые вещества придают почве темную окраску, что способствует интенсивному поглощению солнечной энергии. Органическое вещество предохраняет почву от быстрой потери тепла, при разложении само выделяет энергию. Следовательно, богатые гумусом почвы имеют более благоприятный тепловой режим. Их называют теплыми почвами. И наоборот, почвы, бедные органическим веществом и гумусом, отличаются неблагоприятными тепловыми свойствами, слабо поглощают тепло и плохо его удерживают. Они получили название холодных.

Гумусовые вещества почвы играют важнейшую роль в формировании почвенного профиля. В богатых гуминовыми кислотами и их солями почвах формируется хорошо выраженный гумусовый горизонт большой мощности с высокой поглощательной способностью.

Если в составе гумусовых веществ преобладают фульвокислоты, то в почве формируется небольшой мощности гумусовый горизонт, который легко обедняется основаниями и элементами минерального питания. Глубже этого горизонта может формироваться горизонт белесого цвета, где идет активное разрушение минеральной части почвы. Кроме того, органические вещества и продукты их разложения могут перераспределяться в почвенном профиле, активно влияя на его формирование.

Лекция 7. Водные свойства почв

Вода играет огромную роль в жизни Земли – без нее нет жизни. Вода обладает большой подвижностью, передвигается даже в твердом состоянии. В жидком состоянии вода движется под действием силы тяжести, в парообразном – за счет диффузии и пассивно с воздухом. Благодаря большой подвижности и способности переносить различные вещества вода играет большую роль в обмене веществ.

Воды как поверхностные так и грунтовые, играют огромную роль в процессах почвообразования. Эта роль заключается в первую очередь в формировании окислительно-восстановительного режима почвы. При глубоком залегании грунтовых вод и отсутствии застоя поверхностных вод в почвенном профиле создаются аэробные условия и протекают окислительные явления, которые сопровождаются интенсивной минерализацией органического вещества. В таких условиях формируются *автоморфные* почвы, не имеющие признаков заболачивания. Автоморфные почвы всегда содержат значительно меньше гумуса, различия их с полугидроморфными могут достигать 2 раз. Например, в автоморфных дерново-подзолистых легко-суглинистых почвах на лессовидных суглинках обычное содержание гумуса составляет 1,5-2,0%, а в глееватых и глеевых – 3,0-4,0%. В дерново-подзолистых песчаных эти показатели составляют соответственно 1,0-1,5 и 2,0-2,5 %.

При избыточном увлажнении, обусловленном близким залеганием грунтовых вод и застоем поверхностных вод в пониженных элементах рельефа, развивается *болотный процесс* почвообразования. Особенностью болотного процесса почвообразования являются анаэробные условия и восстановительные процессы. В анаэробных условиях уменьшается активность окислительных процессов, что приводит к ослаблению минерализации органического вещества. На поверхности почвы накапливаются полуразложившиеся органические останки в виде торфа,

которому свойственна высокая гидрофильность и влагоемкость, а также низкая аэрация при избыточном увлажнении, ведет к дальнейшему развитию процессов заболачивания.

Почвенная влага – основной ресурс для построения тела растений и важнейший фактор, определяющий условия существования сельскохозяйственных культур и обработки почвы. Вода необходима для растений в значительно больших количествах, чем другие средства питания растений. Необходимо отметить, что значительная часть элементов питания усваивается растениями, а характерной особенностью воды является ее непрерывное, одностороннее передвижение из почвы через корни растений вверх по стеблю к листовой поверхности, где она испаряется в атмосферу.

Растения, произрастающие на влажной почве, в условиях влажного климата, перемещают воду из почвы в клетки быстрее, чем испаряют ее. В условиях высокой транспирации, обусловленной сильным солнечным освещением или высокой температурой воздуха, или горячими иссушающими ветрами, или ограниченными запасами влаги в почве корни растений не могут перемещать влагу из почвы в сосудистую систему с такой же скоростью, с какой ее испаряет листовая поверхность. В таком случае содержание влаги в листьях заметно снижается, вследствие чего листья растений многих видов утрачивают тургор и увядают.

Роль воды в почве определяется ее особым двойственным положением в природе: с одной стороны, вода — это особая физико-химическая весьма активная система, обеспечивающая многие физические и химические процессы в природе, с другой — это мощная транспортная геохимическая система, обеспечивающая перемещение веществ в пространстве. Воде принадлежит главенствующая роль в почвообразовании: процессы выветривания и новообразования минералов, гумусообразование и химические реакции совершаются только в водной среде; формирование генетических горизонтов почвенного профиля, динамика протекающих в почве процессов также связаны с водой. Вода в почве выступает и как терморегулирующий фактор, определяя в значительной степени тепловой баланс почвы и ее температурный режим. Исключительно велика ее роль в плодородии почвы, в обеспечении условий жизни растений, поскольку почва является главным, а во многих случаях и единственным источником воды для произрастающих на ней растений.

Категории (формы) и состояния почвенной воды. Вода в почвах неоднородна. Разные ее порции имеют разные физические свойства (термодинамический потенциал, теплоемкость, плотность, вязкость, удельный объем, химический состав, подвижность молекул, осмотическое давление и т. д.), обусловленные характером взаимного расположения и взаимодействия молекул воды между собой и с другими фазами почвы — твердой, газовой, жидкой. Порции почвенной воды, обладающие одинаковыми свойствами, получили название *категорий* или *форм почвенной воды*.

В истории почвоведения было предложено много классификаций категорий воды, содержащейся в почве. Наиболее современной и полной является классификация, разработанная А. А. Роде (1965), которая приводится ниже. Согласно этой классификации в почвах можно различать следующие пять категорий (форм) почвенной воды.

Твердая вода — лед. Твердая вода в почве — это лед, являющийся потенциальным источником жидкой и парообразной воды, в которую он переходит в результате таяния и испарения. Появление воды в форме льда может иметь сезонный (сезонное промерзание почвы) или многолетний («вечная» мерзлота) характер. Поскольку почвенная вода — это всегда раствор, температура замерзания воды в почве ниже 0°C.

Химически связанная вода (включает конституционную и кристаллизационную). Первая из них представлена гидроксильной группой ОН химических соединений (гидроксиды железа, алюминия, марганца; органические и органоминеральные соединения; глинистые минералы); вторая — целыми водными молекулами кристаллогидратов, преимущественно солей (полугидрат - $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$, гипс - $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мирабилит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Конституционную и кристаллизационную воду иногда объединяют общим понятием *гидратной* или *кристаллогидратной* воды.

Эта вода входит в состав твердой фазы почвы и не является самостоятельным физическим телом, не передвигается и не обладает свойствами растворителя.

Парообразная вода. Эта вода содержится в почвенном воздухе порового пространства в форме водяного пара. Одна и та же почва может поглощать различное количество паров воды из атмосферного воздуха, что зависит от упругости пара: чем она больше, т. е. чем ближе почвенный воздух к состоянию насыщения водяным паром, тем больше количество парообразно поглощенной воды в почве. Вообще говоря, почвенный воздух практически всегда близок к насыщению парами воды, а небольшое понижение температуры почвы приводит к его насыщению и конденсации пара, в результате чего парообразная вода переходит в жидкую; при повышении температуры имеет место обратный процесс. Парообразная вода в почве передвигается в ее поровом пространстве от участков с высокой упругостью водяного пара к участкам с более низкой упругостью (активное движение), а также вместе с током воздуха (пассивное движение).

Физически связанная, или сорбированная, вода. К этой категории относится вода, сорбированная на поверхности почвенных частиц, обладающих определенной поверхностной энергией за счет сил притяжения, имеющих различную природу. При соприкосновении почвенных частиц с молекулами воды последние притягиваются этими частицами, образуя вокруг них пленку. Удержание молекул воды происходит в данном случае силами сорбции.

Молекулы воды могут сорбироваться почвой как из парообразного, так и из жидкого состояния. Благодаря тому, что молекулы воды не являются энергетически нейтральными, а представляют собой диполи, они обладают способностью притягиваться полюсами друг с другом. Прочность их фиксации наибольшая у границ почвенных частиц. В зависимости от прочности подразделяется на прочносвязанную и рыхлосвязанную.

Прочносвязанная вода. Прочносвязанная вода — это вода, поглощенная почвой из парообразного состояния. Свойство почвы сорбировать парообразную воду называют гигроскопичностью почв, а поглощенную таким образом воду — гигроскопической (Г). Таким образом, прочносвязанная вода — это вода гигроскопическая. Она удерживается у поверхности почвенных частиц очень высоким давлением — порядка $(1-2) \cdot 10^9$ Па, образуя вокруг почвенных частиц тончайшие пленки. Высокая прочность удержания обуславливает полную неподвижность гигроскопической воды. По физическим свойствам прочносвязанная (гигроскопическая) вода приближается к твердым телам. Плотность ее достигает $1,5-1,8$ г/см³, она не замерзает, не растворяет электролиты, отличается повышенной вязкостью и не доступна растениям.

Количество водяного пара, сорбируемого почвой, находится в тесной зависимости от относительной влажности воздуха, с которым соприкасается почва (рис. 16). Чем она больше, тем большее количество воды сорбируется почвой. При низкой относительной влажности воздуха (порядка 20—40%) имеет место сорбция воды непосредственно почвенными частицами с образованием моно — бимолекулярного слоя. Дальнейшее увеличение относительной влажности воздуха обуславливает возрастание толщины водной пленки. Предельное количество воды, которое может быть поглощено почвой из парообразного состояния при относительной влажности воздуха, близкой к 100% (94—98%), называют **максимальной гигроскопической водой (МГ)**. При влажности почвы, равной МГ, толщина пленки из молекул воды достигает 3—4 слоев. На гигроскопичность почв и МГ оказывают существенное влияние свойства твердой фазы почв, и в первую очередь те из них, с которыми связана удельная поверхность почвенных частиц (гранулометрический и минералогический состав почв, степень их гумусированности). Чем выше в почве содержание илистой и особенно коллоидной фракции, тем выше будет гигроскопичность почв и МГ. Ниже приведена максимальная гигроскопичность различных фракций покровных глин (по П.Ф.Мельникову, 1949):

Размер частиц, мм	МГ %
0,01—0,005	0,4
0,005—0,004	1,1
0,004—0,003	1,5

0,003—0,002	1,9
0,002—0,001	5,1
0,001—0,0005	25,4

Гумус также увеличивает гигроскопичность почвы. Поэтому почвы с более высоким содержанием гумуса при одном и том же гранулометрическом составе всегда характеризуются большим значением МГ. В почвах минеральных максимальная гигроскопичность колеблется от 0,5—1% в слабогумусированных песках и супесях до 15—16% в сильногумусированных суглинках и глинах, а в торфах может достигать 30—50%.

Рыхлосвязанная (пленочная) вода. Сорбционные силы поверхности почвенных частиц не насыщаются полностью даже в том случае, если влажность почвы достигнет МГ. Почва не может поглощать парообразную воду сверх МГ, но жидкую воду может сорбировать и в большем количестве. *Вода, удерживаемая в почве сорбционными силами сверх МГ, — это вода рыхлосвязанная, или пленочная.* Сила, с которой она удерживается в почве, измеряется значительно меньшим давлением (по сравнению с водой прочносвязанной) -- порядка $(1-10) \cdot 10^5$ Па.

Рыхлосвязанная вода также представлена пленкой, образовавшейся вокруг почвенной частицы, но пленкой полимолекулярной. Толщина ее может достигать нескольких десятков и даже сотен диаметров молекул воды. По физическому состоянию рыхлосвязанная вода очень неоднородна, что обусловлено различной прочностью связи молекул различных слоев. Поэтому можно сказать, что она находится в вязкожидкой форме, т. е. занимает промежуточное положение между водой прочносвязанной и свободной. Рыхлосвязанная (пленочная) вода в отличие от прочно-связанной может передвигаться в жидкой форме от почвенных частиц с более толстыми водяными пленками к частицам, у которых она тоньше (рис. 17), т. е. передвижение этой воды возможно при наличии некоторого градиента влажности и происходит оно очень медленно, со скоростью несколько десятков сантиметров в год. Содержание пленочной воды в почве определяется теми же свойствами почв, что и содержание максимальной гигроскопической. В среднем для большинства почв оно составляет 7—15%, иногда в глинистых почвах достигает 30—35 и падает в песчаных до 3-5%.

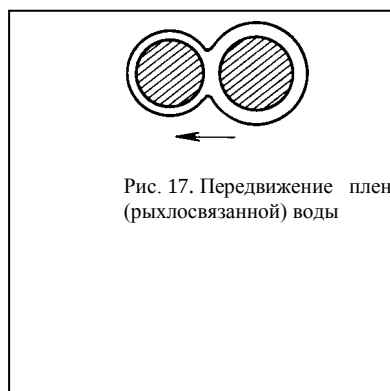


Рис. 17. Передвижение плен (рыхлосвязанной) воды

Свободная вода. Вода, которая содержится в почве сверх рыхлосвязанной, находится уже вне области действия сил притяжения со стороны почвенных частиц (сорбционных) и является свободной. Отличительным признаком этой категории воды является отсутствие ориентировки молекул воды около почвенных частиц. В почвах свободная вода присутствует в капиллярной и гравитационной формах.

Капиллярная вода. Она удерживается в почве в порах малого диаметра — капиллярах, под действием капиллярных или, как их еще называют, менисковых сил. Возникновение этих сил обусловлено следующими явлениями. Поверхностный слой жидкости по своим свойствам отличается от ее внутренних слоев. Если на каждую молекулу воды внутри жидкости равномерно действуют силы притяжения и отталкивания со стороны окружающих молекул, то молекулы, находящиеся в поверхностном слое жидкости, и испытывают одностороннее, направленное вниз притяжение только со стороны молекул, лежащих ниже поверхности раздела вода — воздух. Силы, действующие вне жидкости, относительно малы и ими можно пренебречь. Таким образом, поверхностные молекулы жидкости находятся под действием сил, стремящихся втянуть их внутрь жидкости. По этой причине поверхность любой жидкости стремится к сокращению, так как любая система стремится к компенсации свободной энергии (к форме сферы). Наличие у поверхностных молекул жидкости, ненасыщенных, неиспользованных сил сцепления является источником избыточной поверхностной энергии, которая также стремится к

уменьшению. Это влечет за собой образование на поверхности жидкости как бы пленки, которая обладает *поверхностным натяжением, или поверхностным давлением* (давлением Лапласа), которое представляет собой разницу между атмосферным давлением и давлением жидкости.

Значение поверхностного натяжения зависит от формы поверхности жидкости и радиуса капилляра. Поверхностное давление, развивающееся под плоской поверхностью жидкости, называется нормальным. Для воды оно равно $1,07 \cdot 10^9$ Па. Давление уменьшается, если поверхность жидкости вогнутая, и увеличивается, в случае поверхности выпуклой.

Согласно уравнению Лапласа, когда давление жидкости меньше атмосферного и поверхность имеет вид вогнутого мениска, поверхностное давление (P_1) будет меньше нормального (P_0) и равно:

$$P_1 = P_0 - \alpha(1/R_1 + 1/R_2), \text{ или приблизительно } P_1 = P_0 - 2\alpha/R$$

где α — поверхностное натяжение, равное для воды $75,6 \cdot 10^{-3}$ Н/м при 0°C ; $R_1 + R_2$ — радиусы кривизны поверхности жидкости.

В противоположном случае, т. е. при давлении жидкости больше атмосферного и выпуклой поверхности жидкости,

$$P_1 = P_0 + \alpha(1/R_1 + 1/R_2),$$

Как видно из приведенных формул, поверхностное давление жидкости зависит от радиуса искривленной поверхности жидкости. Чем он меньше, т. е. чем уже почвенные капилляры, тем давление больше. В капиллярах с вогнутым мениском как бы возникает вакуум, который и поднимает за пленкой столбик воды в капилляре.

Вода обладает свойством хорошо смачивать твердые тела. Поэтому при соприкосновении воды с почвенными частицами в порах-капиллярах образуются мениски тем большей кривизны, чем меньше диаметр пор. Явление смачивания обуславливает образование в почвах только вогнутых менисков, так как при взаимодействии воды с твердой фазой энергия выше, чем между молекулами воды.

При погружении капилляра в резервуар с водой вода под действием добавочного давления $\Delta P = P_1 - P_0$ подымается на такую высоту, чтобы уравновесить силу тяжести, т.е. $\rho gh = 2\alpha/R$, откуда $h = 2\alpha/R\rho g$; иными словами высота обратнопропорциональна радиусу капилляра.

В почвах менисковые (капиллярные) силы начинают проявляться в порах с диаметром менее 8 мм, но особенно велика их сила в порах с диаметром от 100 до 3 мкм. В порах крупнее 8 мм капиллярные свойства не выражены, так как сплошной вогнутый мениск здесь не образуется; большая часть поверхности остается плоской, искривление ее наблюдается только у стенок. Поры же мельче 3 мкм заполнены в основном связанной водой, и мениски здесь также не образуются. Более 10 м подъема быть не может еще и по той причине, что этой величине соответствует атмосферное давление. Скорость капиллярного поднятия является функцией $V = f \cdot R/t_0$. Чем выше капиллярный подъем, тем меньше его скорость (за счет трения о стенки капилляра).

R, мм	5	2	1	0,5	0,1	0,01	0,001	0,1мкм
H, мм	3	7	15	30	149	1,49м	14,9м	149м

Система пор, имеющих в почвах, представляет собой сложную мозаику капилляров самого разного сочетания и размеров, в которых образуются мениски различной кривизны. В результате этого в почвах существует разность давлений не только под мениском и плоской поверхностью пленки натяжения, но и между поверхностью менисков разной кривизны. Разность поверхностных давлений называют *отрицательным капиллярным давлением*. С появлением этого давления связывают способность почв удерживать определенное количество влаги в почве и подъем воды в капиллярных порах.

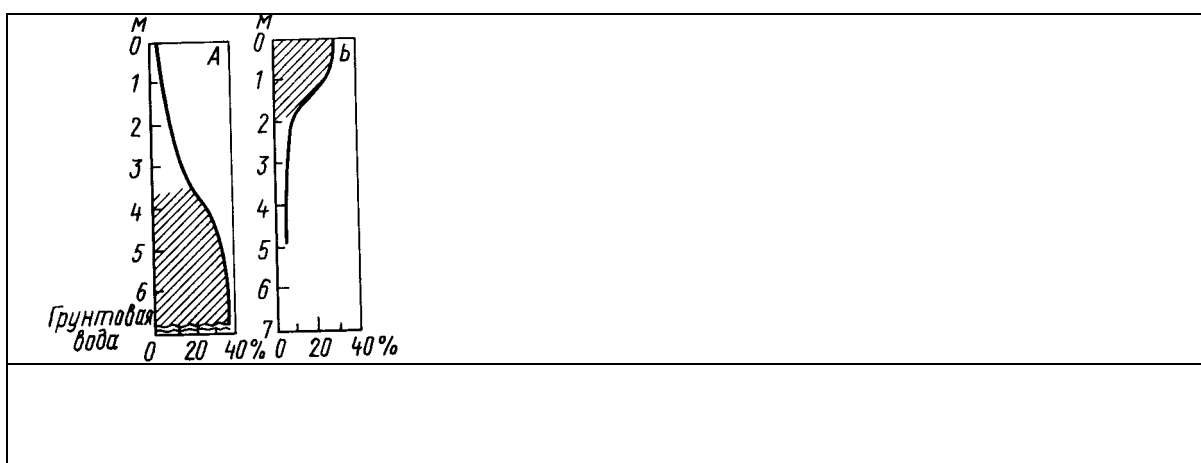
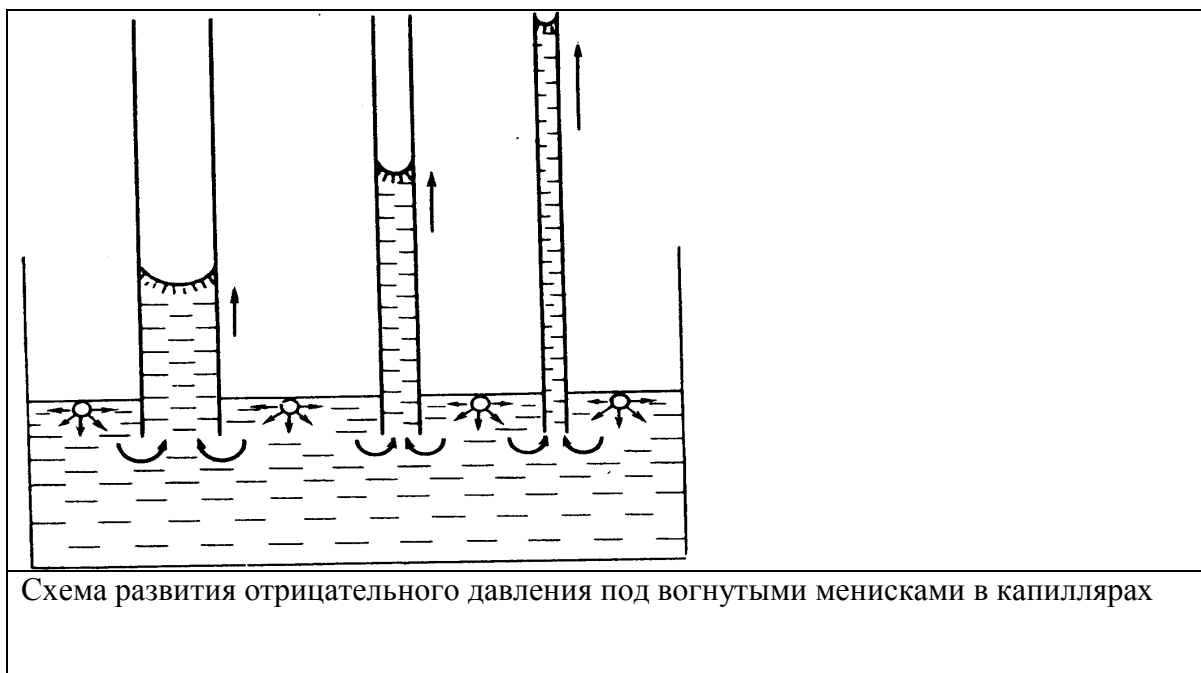
Капиллярная вода по физическому состоянию жидкая. Она высокоподвижна, способна обеспечить восполнение запасов воды в поверхностном горизонте почвы при интенсивном по-

треблении ее растениями или при испарении, свободно растворяет вещества и перемещает растворимые соли, коллоиды, тонкие суспензии. Все мероприятия, направленные на сохранение воды в почве или пополнение ее запасов (при орошении), связаны с созданием в почве запасов именно капиллярной воды с уменьшением ее расхода на физическое испарение.

Капиллярная вода подразделяется на несколько видов: капиллярно-подвешенную, капиллярно-подпертую, капиллярно-посаженную.

Капиллярно-подвешенная вода заполняет капиллярные поры при увлажнении почв сверху (после дождя или полива). При этом под промоченным слоем всегда имеется сухой слой, т. е. гидростатическая связь увлажненного горизонта с постоянным или временным горизонтом подпочвенных вод отсутствует. Вода, находящаяся в промоченном слое, как бы «висит», не стекая, в почвенной толще над сухим слоем. Поэтому она и получила название подвешенной.

В природных условиях в распределении капиллярно-подвешенной воды по профилю почв всегда наблюдается постепенное уменьшение влажности с глубиной (рис. 19).



Подвешенная вода удерживается в почвах достаточно прочно, но до определенного предела, обусловленного разностью давлений, создаваемой в менисках верхней и нижней поверхностей водного слоя. Если этот предел разницы давлений превышен, начинается стекание воды. Капиллярно-подвешенная вода может передвигаться как в нисходящем направлении, так и вверх, в направлении испаряющейся поверхности. При активном восходящем движении воды в

почвах близ поверхности происходит накопление веществ, содержащихся в растворенном виде в почвенном растворе. Засоление почв в поверхностных горизонтах обязано во многом данному явлению. Происходит это в том случае, если в почвах в пределах промачиваемого с поверхности слоя имеется горизонт скопления легкорастворимых солей или если полив почв осуществляется минерализованными водами.

В суглинистых почвах количество капиллярно-подвешенной воды и глубина промачивания почвы за счет этой формы воды могут достигать значительных величин (табл. 23). В песчаных почвах эти показатели значительно ниже.

Таблица 23. Распределение капиллярно-подвешенной воды в однородных по гранулометрическому составу грунтах

Грунт	Влажность (%) на различной глубине						
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70
Тяжелый суглинок	40	39	35	34	33	32	31
Средний суглинок	30	28	28	28	28	27	26
Супесь	24	23	22	21	20	17	15

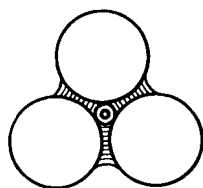


Рис.20. Водная манжета (стыковая вода) между шарообразными частицами

Капиллярно-подвешенная вода в почвах сохраняется длительное время, являясь доступной для растений. Поэтому эта форма воды с экологической точки зрения представляет особую ценность. Скорость передвижения капиллярно-подвешенной воды к поверхности и, следовательно, скорость ее испарения, т. е. потери воды из почвы, определяются главным образом структурностью почв. В структурных почвах этот процесс идет медленнее и вода дольше сохраняется. Одной из разновидностей капиллярно-подвешенной воды, встречающейся главным образом в песчаных почвах, является вода **стыковая капиллярно-подвешенная** (рис. 20). Возникновение ее в почвах легкого механического состава обязано тому, что в этих почвах преобладают поры, размер которых превышает размер капилляров. В данном случае вода присутствует в почвах в виде разобщенных скоплений в местах соприкосновения — стыка — твердых частиц в форме двояковогнутых линз («манжеты»), удерживаемых капиллярными силами.

Капиллярно-подпертая вода образуется в почвах при подъеме воды снизу от горизонта грунтовых вод по капиллярам на некоторую высоту, т. е. это вода, которая содержится в слое почвы непосредственно над водоносным горизонтом и гидравлически с ним связана, подпираемая водами этого горизонта.

Капиллярно-подпертая вода встречается в почвенной-грунтовой толще любого гранулометрического состава. Слой почвы или грунта, содержащий капиллярно-подпертую воду непосредственно над водоносным горизонтом, называют **капиллярной каймой**. В почвах тяжелого механического состава она обычно больше (от 2 до 6 м), чем в почвах песчаных (40—60 см). Содержание воды в кайме уменьшается снизу вверх. Изменение влажности в песчаных почвах при этом происходит более резко. Мощность капиллярной каймы при равновесном состоянии

воды характеризует водоподъемную способность почвы.

Капиллярно-посаженная вода (*подперто-подвешенная*) образуется в слоистой почвенно-грунтовой толще, в мелкозернистом слое при подстилании его слоем более крупнозернистым, над границей смены этих слоев. В слоистой толще из-за изменения размеров капилляров на поверхности раздела тонко- и грубодисперсных горизонтов возникают дополнительные нижние мениски, что способствует удержанию некоторого количества капиллярной воды, которая как бы «посажена» на эти мениски.

Поэтому в слоистой толще распределение капиллярной воды имеет свои особенности. Так, на контакте слоев различного гранулометрического состава наблюдается повышение влажности, в то время как в однородных почвогрунтах влажность равномерно убывает либо вниз по профилю (при капиллярно-подвешенной воде), либо вверх по профилю (при капиллярно-подпертой воде). Влажность слоистой почвенно-грунтовой толщи при прочих равных условиях всегда выше влажности толщи однородной.

Гравитационная вода. Основным признаком свободной гравитационной воды является передвижение ее под действием силы тяжести, т. е. она находится вне влияния сорбционных и капиллярных сил почвы. Для нее характерны жидкое состояние, высокая растворяющая способность и возможность переносить в растворенном состоянии соли, коллоидные растворы, тонкие суспензии. Гравитационную воду делят на просачивающуюся гравитационную и воду водоносных горизонтов (подпертая гравитационная вода).

Просачивающаяся гравитационная вода передвигается по порам и трещинам почвы - сверху вниз. Появление ее связано с накоплением в почве воды, превышающей удерживающую силу менисков в капиллярах.

Вода водоносных горизонтов — это грунтовые, почвенно-грунтовые и почвенные воды (почвенная верховодка), насыщающие почвенно-грунтовую толщу до состояния, когда все поры и промежутки в почве заполнены водой (за исключением пор с заземленным воздухом). Эти воды могут быть либо застойными, либо, при наличии разности гидравлических напоров, стекающими в направлении уклона водоупорного горизонта. Удерживаются они вследствие малой водопроницаемости подстилающих грунтов. Присутствие значительных количеств свободной гравитационной воды в почве — явление неблагоприятное, свидетельствующее о временном или постоянном избыточном увлажнении, что способствует созданию в почвах анаэробной обстановки и развитию глеевого процесса. Осушительные мелиорации направлены, как правило, на уменьшение запасов свободной гравитационной воды в почвах.

Разграничивая содержащуюся в почве воду на отдельные категории, следует иметь в виду, что любое разделение является условным, так как вода в почве практически всегда находится одновременно под действием нескольких сил с преобладающим влиянием силы какого-либо одного вида.

Почвенно-гидрологические константы. Несмотря на то, что разделение почвенной воды на категории (формы) условно и ни одна из них не обладает абсолютной значимостью, можно выделить определенные интервалы влажности, в пределах которых какая-то часть влаги обладает одинаковыми свойствами и степенью доступности ее для растений. **Граничные значения влажности, при которых количественные изменения в подвижности воды переходят в качественные отличия, называют почвенно-гидрологическими константами.** Основными почвенно-гидрологическими константами являются: максимальная гигроскопичность, влажность завядания, влажность разрыва капилляров, наименьшая влагоемкость, полная влагоемкость. Почвенно-гидрологические константы широко используются в агрономической и мелиоративной практике, характеризуя запасы воды в почве и обеспеченность растений влагой.

Максимальная гигроскопичность (МГ) - характеризует предельно-возможное количество парообразной воды, которое почва может поглотить из воздуха, почти насыщенного водяным паром. Характеристика этого вида воды была дана выше. Максимальная гигроскопичность почв является важной почвенно-гидрологической характеристикой, величиной, достаточно постоянной.

Вода, находящаяся в почве в состоянии максимальной гигроскопичности, не доступна растениям. Это «мертвый запас влаги». По максимальной гигроскопичности приближенно рассчитывают коэффициент завядания растений - нижнюю границу физиологически доступной для растений воды.

Влажность устойчивого завядания, или влажность завядания (ВЗ) - влажность, при которой растения проявляют признаки устойчивого завядания, т. е. такого завядания, когда его признаки не исчезают даже после помещения растения в благоприятные условия. Численно ВЗ равна примерно 1,5 максимальной гигроскопичности. Эту величину называют также коэффициентом завядания.

Содержание воды в почве, соответствующее влажности завядания, является нижним пределом доступной для растений влаги.

Влажность завядания определяется как свойствами почв, так и характером растений. В глинистых почвах она всегда выше, чем в песчаных. Заметно возрастает она и в почвах засоленных и содержащих большое количество органических веществ, особенно неразложившихся, растительных остатков (торфянистые горизонты почв). Так, в глинах ВЗ составляет 20-30%, в суглинках — 10-12, в песках — 1-3, у торфов — до 60-80%. Засухоустойчивые растения завядают при меньшей влажности, чем влаголюбивые.

Влажность разрыва капилляров (ВРК). Капиллярно-подвешенная вода при испарении передвигается в жидкой форме к испаряющей поверхности в пределах всей промоченной толщи по капиллярам, сплошь заполненным водой. Но при определенном снижении влажности, характерном для каждой почвы, восходящее передвижение этой воды прекращается или резко затормаживается. Потеря способности к такому передвижению объясняется тем, что в почве при испарении исчезает сплошность заполнения капилляров водой, т. е. в ней не остается систем пор, сплошь заполненных влагой и пронизывающих промоченную часть почвенной толщи. Эту критическую величину влажности М. М. Абрамова назвала влажностью разрыва капиллярной связи (ВРК).

Таким образом, влажность разрыва капилляров — это влажность, при которой подвижность капиллярной воды в процессе снижения влажности резко уменьшается. Вода, однако, остается в мельчайших порах, в углах стыка частиц (мениски стыковой влаги). Эта влага неподвижна, но физиологически доступна корешкам растений.

ВРК называют также *критической влажностью*, так как при влажности ниже ВРК рост растений замедляется и их продуктивность снижается. В почвах и грунтах эта величина варьирует довольно сильно, составляя в среднем около 50—60% от наименьшей влагоемкости почв. На содержание воды, соответствующей ВРК, помимо гранулометрического состава почв, существенное влияние оказывает их структурное состояние. В бесструктурных почвах запасы воды расходуются на испарение значительно быстрее, чем в почвах с агрономически ценной структурой. Поэтому в них влажность будет быстрее достигать ВРК, т. е. обеспеченность влагой растений снижаться будет быстрее.

Наименьшая влагоемкость (НВ) — наибольшее количество капиллярно-подвешенной влаги, которое может удержать почва после стекания избытка влаги при глубоком залегании грунтовых вод. Термину наименьшая влагоемкость соответствуют термины полевая влагоемкость (ПВ), общая влагоемкость (ОВ) и предельная полевая влагоемкость (ППВ). Последний термин особенно широко используется в агрономической практике и в мелиорации; термин полевая влагоемкость широко распространен в иностранной литературе, особенно американской.

Наименьшая влагоемкость зависит главным образом от гранулометрического состава почв, от их оструктуренности и плотности (сложения). В почвах тяжелых по гранулометрическому составу, хорошо оструктуренных НВ почвы составляет 30—35, в почвах песчаных она не превышает 10—15%.

Наименьшая влагоемкость почв является очень важной гидрологической характеристикой почвы. С ней связано понятие о дефиците влаги в почве, по НВ рассчитываются поливные нормы.

Полная влагоемкость (ПВ) - наибольшее количество влаги, которое может содержаться в почве при условии заполнения ею всех пор, за исключением пор с заземленным воздухом, которые составляют, как правило, не более 5—8% от общей порозности. Следовательно, ПВ почвы численно соответствует порозности (скважности) почвы.

При влажности, равной ПВ, в почве содержатся максимально возможные количества всех видов воды: связанной (прочно и рыхло) и свободной (капиллярной и гравитационной). Можно сказать, что ПВ характеризует водовместимость почв. Поэтому эту величину называют также *полной водовместимостью*. Зависит она, как и наименьшая влагоемкость, не только от гранулометрического состава, но и от структурности и порозности почв. Полная влагоемкость колеблется в пределах 40-50%, в отдельных случаях она может возрасти до 80 или опуститься до 30%. Состояние полного насыщения водой характерно для горизонтов грунтовых вод.

Лекция 8. Водный режим почв. Воздух в почве

Основатель гидрологии почв Г.Н. Высоцкий сравнивал почвенную влагу с кровью организма, так как она обеспечивает передвижение веществ и снабжение растений влагой.

Водный режим почвы – совокупность явлений поступления, передвижения, удаления влаги из почвы и изменения состояния почвенной влаги.

Режим влажности почвы – явления увеличения и уменьшения влаги в почве.

Водный баланс – совокупность количественных характеристик поступления и расхода влаги из почвы.

Общее уравнение *водного баланса* выражается формулой:

$$B_0 + B_{ос} + B_{гр} + B_{к} + B_{пр} + B_{бок} = B_1 + B_{с} + B_{и} + B_{п} + E_{исп} + E_{тр}$$

где B_0 запас влаги в почве в начале наблюдений; $B_{ос}$ – сумма осадков за период наблюдений; $B_{гр}$ – количество поступившей из грунтовых вод влаги; $B_{к}$ – количество конденсирующейся влаги; $B_{пр}$ – поверхностный приток влаги; $B_{бок}$ – боковой приток почвенно-грунтовых вод; B_1 – количество влаги в почве в конце наблюдений; $B_{с}$ – количество влаги бокового стока; $B_{и}$ – количество инфильтровавшейся влаги; $B_{п}$ – количество влаги поверхностного стока; $E_{исп}$ – количество испарившейся влаги; $E_{тр}$ – количество влаги на транспирацию (десукция). Левая часть уравнения – приходные статьи баланса, правая – расходные.

В большинстве случаев прогрессирующего иссушения или увлажнения территории не происходит и уравнение водного баланса равно нулю. Водный баланс характеризуется годовыми циклами с повторяющимися процессами поступления и расхода влаги. Отметая слабые и компенсирующие составляющие баланса можно записать уравнение приближенно:

$$B_0 + B_{ос} + B_{гр} + B_{пр} = B_1 + B_{и} + B_{п} + E_{исп} + E_{тр}$$

Водный баланс может быть составлен применительно к разным почвенным слоям, всей толще почвы или доопределенной глубины. Чаще всего запасы влаги, статьи расхода и прихода выражают в мм водного слоя или в $\text{м}^3/\text{га}$. Содержание влаги вычисляют отдельно для каждого генетического горизонта, так как влажность и плотность сильно меняются по различным слоям почвенного профиля. Запасы воды в отдельном горизонте определяют по формуле

$$B = a \cdot OM \cdot H$$

где a – полевая влажность, %; OM – объемная масса (плотность); H – мощность горизонта, см. Для пересчета запасов воды, вычисленных в $\text{м}^3/\text{га}$, в миллиметры водного слоя надо ввести коэффициент 0,1.

Запасы воды в почве, которые учитываются в течение всего вегетационного периода, позволяют судить о обеспеченности культурных растений влагой. В агрономической практике

полезно учитывать общий и полезный запасы воды. Общий запас воды – суммарное количество на заданную мощность почвы, выражается уравнением

$$OЗВ = a_1 * OM_1 * H_1 + a_2 * OM_2 * H_2 + a_3 * OM_3 * H_3 + \dots + a_n * OM_n * H_n$$

Полезный запас воды в почве – суммарное количество продуктивной, или доступной для растений влаги в толще почвогрунта.

Чтобы рассчитать полезный запас влаги в почве, нужно вычислить общий запас влаги и запас труднодоступной влаги, который рассчитывается аналогично предыдущей формуле, но вместо полевой влажности берется влажность устойчивого завядания растений. Разность дает количество полезной влаги в почве

$$ПЗВ = OЗВ - ЗТВ$$

Для слоя 0-20см запасы более 40 мм считаются хорошими, 20-40 – удовлетворительными, менее 20 – неудовлетворительными. Для слоя 0-100см запасы более 160 мм считаются очень хорошими, 130-160 – хорошими, 90-130 – удовлетворительными, 60-90 – плохими, менее 20 – очень плохими.

Типы водного режима. Водный баланс складывается неодинаково для различных почвенно-климатических зон и отдельных участков местности. В зависимости от соотношения основных статей годового баланса может быть несколько типов водного режима.

Практически характер водного режима определяют по соотношению средних осадков и испаряемости. Испаряемость – наибольшее количество влаги, которое может испариться с открытой водной поверхности или с поверхности постоянно переувлажненной почвы в данных климатических условиях (мм). Отношение годовой суммы осадков к годовой испаряемости именуют коэффициент увлажнения (КУ). Он колеблется от 0,1 до 3 в различных природных зонах.

Г.Н. Высоцкий выделял 4 типа водного режима, А.А. Роде развил его учение, выделив 6 типов.

1. **Мерзлотный тип.** Имеет место в районах распространения вечной мерзлоты. Мерзлый слой грунта, являясь водоупором, обуславливает наличие надмерзлотной верховодки, поэтому верхняя часть оттаявшей почвы в течение вегетационного периода насыщена водой. Почва оттаивает на глубину 1-4м. Годовой водооборот охватывает лишь почвенный слой.

2. **Промывной тип** (КУ > 1). Характерен для местностей, где сумма годовых осадков больше величины испаряемости. В годовом цикле водооборота нисходящие токи преобладают над восходящими. Почвенная толща ежегодно подвергается сквозному промачиванию до грунтовых вод, что приводит к интенсивному выщелачиванию продуктов почвообразования. Годовой влагооборот охватывает всю почвенную толщу. В более засушливых регионах он имеет место лишь при легком гранулометрическом составе. В таких условиях формируются почвы подзолистого типа, красноземы и желтоземы. Болотный подтип водного режима развивается при близком к поверхности залегании грунтовых вод, либо слабой водопроницаемости почвообразующих пород.

3. **Периодически промывной тип** (КУ= 0,8-1,2; в среднем 1) характеризуется средней многолетней сбалансированностью осадков и испаряемости. Годовой влагооборот охватывает только почвенную толщу (непромывные условия) в сухой год и весь слой до грунтовых вод (промывные условия) во влажный год. Промывание бывает раз в несколько лет. Такой водный режим характерен для серых лесных почв, черноземов выщелоченных и оподзоленных.

4. **Непромывной тип водного режима** (КУ менее 1) свойственен местностям, где влага осадков распределяется только в верхних горизонтах и не достигает грунтовых вод. Связь между атмосферной и грунтовой водой осуществляется через слой с очень низкой влажностью, близкой к ВЗ (мертвый слой). Обмен влагой происходит путем передвижения воды в форме пара. Такой водный режим характерен для степных почв – черноземов и каштановых, бурых полупустынных и серо-бурых пустынных почв. В указанном ряду почв уменьшается количество

осадков и растет испаряемость. Коэффициент увлажнения уменьшается от 0,6 до 0,1. Годовым влагооборотом охвачена толща почвогрунтов от 4 м в степях до 1 м в пустынях. Запасы влаги, накопленные в степных почвах к весне за счет позднесенних осадков и талой воды, интенсивно расходуются на транспирацию и физическое испарение, становясь к осени ничтожными. В полупустынной и пустынной областях без орошения земледелие невозможно. Расход влаги идет преимущественно на транспирацию, поэтому преобладают нисходящие токи влаги. Вся инфильтрующаяся влага возвращается в атмосферу.

5. **Выпотной (десуктивно-выпотной) тип водного режима** (КУ менее 1) проявляется в степной, особенно полупустынной и пустынной зонах при близком залегании грунтовых вод. Характерно преобладание восходящих потоков влаги в почве за счет ее подтока по капиллярам от грунтовых вод. Верхняя часть капиллярной каймы входит в почвенный слой. Почвенно-грунтовые воды аллохтонные, т.е. имеющие дополнительное грунтовое питание. Годовой водооборот охватывает всю почвенно-грунтовую толщу. При высокой минерализации грунтовых вод в почву попадают легкорастворимые соли и почва засоляется. Выпотной тип водного режима проявляется и в некоторых районах Беларуси, преимущественно на Полесье. Собственно выпотной тип наблюдается при очень близком, в пределах почвенного профиля, залегании грунтовых вод. Верхняя граница капиллярной каймы выходит на дневную поверхность. В этом случае преобладает не транспирация, а физическое испарение.

6. **Иригационный тип** создается при дополнительном увлажнении почвы оросительными водами. При орошении в разные периоды проявляются разные типы водного режима. В период полива имеет место промывной тип, сменяющийся непромывным и даже выпотным, то есть в почве периодически преобладают то восходящие, то нисходящие потоки влаги.

Выделяют также подтипы по источнику увлажнения:

Атмосферное

Грунтово-атмосферное

Атмосферное с дополнительным поверхностным

Грунтово-атмосферное с дополнительным поверхностным

Атмосферное с дополнительным паводковым

Грунтово-атмосферное с дополнительным паводковым

Так, при осушении торфяных почв режим из промывного с атмосферным питанием и полным насыщением (болотный) сменяется дренажным таежным типом. Мелиорированные почвы – особые типы водного режима.

Для каждого типа почвы характерны определенные режимы влажности, т.е. смены почвенно-гидрологических условий. Принято выделять 5 классов влажности:

- 1) Полное насыщение – водоносный горизонт большую часть вегетационного периода находится в пределах почвенного профиля; влажность изменяется от ПВ до КВверху и $\approx$ ПВ в нижней части профиля; капиллярная кайма находится у дневной поверхности.
- 2) Капиллярное насыщение – водоносный горизонт иногда в почвенном профиле; капиллярная кайма в пределах профиля; влажность – от КВ до НВ-ВРКверху, от ПВ до КВвнизу.
- 3) Периодическое капиллярное насыщение – водоносный горизонт в профиле лишь после снеготаяния, бывает капиллярная кайма в профиле; влажность от КВ до ВРКверху и от КВ до НВвнизу.
- 4) Сквозное наименьшее насыщение – весной почва проомачивается насквозь до НВ; нет водоносного горизонта и капиллярной каймы; влажность меняется от НВ-Взверху до НВ-ВРК(ВЗ)внизу.
- 5) Несквозное наименьшее насыщение – весной почва промачивается на некоторую глубину до НВ, ниже всегда находится слой с ВЗ; влажность в пределах НВ-ВЗ.

В дерново-подзолистых и подзолистых почвах КУ обычно 1,2-1,4; режим промывной. В апреле-июле КУ менее 1. Режим влажности обычно периодически капиллярное насыщение.

Под культурными растениями, особенно многолетними травами, мощность слоя летнего иссушения – до 1м, а зерновые используют влагу до 0,6-0,7м. В 6-10% случаев бывают засухи, а 1 раз в 3 года на дерново-подзолистых почвах бывает недостаточное обеспечение растений влагой.

Регулирование водного режима

Регулирование водного режима – обязательное мероприятие в районах интенсивного земледелия. При этом осуществляется комплекс приемов, направленных на устранение неблагоприятных условий водоснабжения растений. Искусственно меняя приходные и расходные статьи водного баланса, можно существенно влиять на общие полезные запасы воды в почвах и этим способствовать получению высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур.

Регулирование водного режима основывается на учете климатических и почвенных условий, а также потребностей выращиваемых культур в воде. Для создания оптимальных условий роста и развития растений необходимо стремиться к уравниванию количества влаги, поступающей в почву, с ее расходом на транспирацию и физическое испарение, то есть созданию коэффициента увлажнения, близкого к 1.

В конкретных почвенно-климатических условиях способы регулирования водного режима имеют свои особенности. Улучшению водного режима слабодренированных территорий зоны достаточного и избыточного увлажнения способствуют планировка поверхности почвы и нивелировка микро- и мезопонижений, в которых весной и летом может наблюдаться длительный застой влаги.

На почвах с временным избыточным увлажнением для удаления избытка влаги целесообразно с осени делать гребни. Высокие гребни способствуют увеличению физического испарения, а по бороздам происходит поверхностный сток воды за пределы поля.

Почвы болотного типа и минеральные заболоченные нуждаются в осушительных мелиорациях – устройстве закрытого дренажа или отводе избыточной влаги с помощью открытой сети.

Регулирование водного режима почв во влажной зоне с большим количеством годовых осадков не ограничивается осушительной направленностью. В ряде случаев даже на дерново-подзолистых почвах летом возникает недостаток влаги и потребность в дополнительном количестве воды. Эффективное средство улучшения влагообеспеченности растений в Нечерноземной зоне – двустороннее регулирование влаги, когда избыток влаги отводится с полей по дренажным трубам, а при необходимости подается на поля по тем же трубам или дождеванием.

Все приемы окультуривания почвы (создание глубокого пахотного слоя, улучшение структурного состояния, увеличение общей пористости, рыхление подпахотного горизонта...) повышают ее влагоемкость и способствуют накоплению и сохранению продуктивных запасов влаги в корнеобитаемом слое.

В зоне неустойчивого увлажнения и засушливых районах регулирование водного режима направлено на максимальное накопление влаги в почве и на рациональное ее использование. Один из наиболее распространенных способов – влагозадержание снега и талых вод. Для этого используют стерню, кулисные растения, валы из снега... Для уменьшения поверхностного стока воды применяют зяблевую вспашку поперек склонов, обваловывание, прерывистое бороздование, щелевание, полосное размещение культур, ячеистую обработку почвы и др.

Исключительная роль в накоплении почвенной влаги принадлежит полозам. Предохраняя снег от сдувания в зимнее время, они способствуют увеличению запасов влаги в метровом слое почвы к началу вегетационного периода на 50-80 мм и до 120 мм в отдельные годы. Под влиянием лесных полос сокращается непродуктивное испарение влаги с поверхности почвы, что также улучшает водообеспеченность полей. Наиболее эффективны ажурные и продувные лесные полосы.

Большое значение в улучшении водного режима почв имеет введение чистых паров, особенно черных. Наибольший эффект чистого пара как агротехнического приема накопления влаги, проявляется в степной зоне и южной лесостепи.

Накоплению и сохранению влаги в почве способствуют многие агротехнические приемы. Поверхностное рыхление почвы весной или закрытие влаги боронованием позволяет избежать ненужных потерь ее в результате физического испарения. Послепосевное прикатывание почвы изменяет плотность поверхностного слоя пахотного горизонта по сравнению с остальной его массой. Создавшаяся разность плотностей почвы вызывает капиллярный подток влаги из нижележащего слоя и способствует конденсации водяных паров почвенного воздуха. В сочетании с увеличением контакта семян с почвенными частицами, все явления, связанные с прикатыванием, усиливают прорастание семян и обеспечивают потребность растений в воде ранней весной. Применение органических и минеральных удобрений способствует более экономному расходованию почвенной влаги. В овощеводстве для сохранения влаги широко используют мульчирующие материалы.

В пустынной и полупустынной зонах основной способ улучшения водного режима – орошение. Очень важным вопросом здесь является борьба с непродуктивным расходом почвенной влаги в целях предотвращения вторичного засоления.

Состав почвенного воздуха и воздушные свойства почв

Почвенный воздух – это смесь газов и летучих органических соединений, заполняющий поры почвы, свободные от воды. Главным источником почвенного воздуха является атмосферный воздух и газы, образующиеся в самой почве. Попадая в почву, атмосферный воздух претерпевает значительные изменения. Поэтому состав почвенного воздуха отличается от атмосферного воздуха (Табл.5.1.1).

Таблица 5.1.1. Состав атмосферного и почвенного воздуха, %.

Воздух	O ₂	N	CO ₂	Прочие газы
Атмосферный	20,95	78,08	0,03	1
Почвенный (верхние 15-30 см)	11-21	78-86	0,3-8,0	-

Состав атмосферного воздуха достаточно постоянен, и содержание его основных компонентов практически не меняется. Почвенный воздух отличается значительной динамичностью. Изменение состава почвенного воздуха происходит вследствие процессов жизнедеятельности организмов, дыхания корней растений и почвенной фауны, в результате окисления органического вещества. Трансформация атмосферного воздуха в почве тем интенсивнее, чем выше ее энергетический потенциал и биологическая активность, а также зависит от сложности удаления газов из почвенного профиля. Зависимость интенсивности поглощения кислорода почвой из атмосферы выражается следующей формулой (В.Д.Федоров, Т.Г.Гильманов, 1980):

$$SO_2 = F (CO_2, T_s, W, R_s, F_s, M_s, N_s...),$$

где CO₂ – концентрация кислорода в почвенном воздухе; T_s – температура почвы, W – влажность почвы; R_s – количество корней в почве; F_s – дыхание почвенных животных; M_s – активность почвенных микроорганизмов; N_s – содержание органического вещества.

В зависимости от количественного содержания, в почвах различают макрогазы и микрогазы. К макрогазам относятся азот, кислород, диоксид углерода, к микрогазам – CO, N₂O, NO₂, предельные и непредельные углеводороды, водород, сероводород, аммиакэфиры, пары органических и неорганических кислот и другие.

Из всех газов почвенного воздуха наиболее динамичны кислород и углекислый газ. Это объясняется непрерывным поступлением кислорода, необходимого для дыхания почвенной фауны и флоры и образованием углекислоты как следствие процессов окисления органического

вещества почвы и активной жизнедеятельности почвенных организмов. В почвенном воздухе содержание CO_2 может достигать до 4-6%, содержание O_2 не превышает 15%, содержание азота мало отличается от атмосферного, при этом в почве обнаруживается характерный продукт денитрификации – закись азота (NO_3).

Состав почвенного воздуха различен для различных почвенных горизонтов, различных типов почв и изменяется по сезонам года в связи с колебаниями влажности почвы, разложением животных и растительных остатков, внесением органических удобрений.

Процесс поглощения воздуха почвой зависит от ее морфологических особенностей, содержания органических веществ, минералов монтмориллонитовой группы, а также соединений, обладающих большой поглотительной способностью в отношении газов, от давления и температуры воздуха.

Воздушно-физические свойства почв характеризуются рядом показателей, главными из которых являются воздухопроницаемость и воздухоемкость.

Воздухоемкость – это максимально возможное количество воздуха, которое может содержаться в воздушно-сухой почве. Выражается в объемных процентах. Величина воздухоемкости приближается к пористости сухих почв, исключая объема, занятого гигроскопической водой и поглощенным воздухом. Она имеет наибольшие показатели в сухих структурных рыхлых почвах, а также в почвах легкого гранулометрического состава.

Существует капиллярная и некапиллярная воздухоемкость. **Капиллярная** воздухоемкость – это способность почвы в сухом состоянии поглощать и удерживать воздух в капиллярных порах малого диаметра. Чем выше капиллярная воздухоемкость, тем меньше подвижность воздуха и сложнее газообмен между почвой и атмосферой. **Некапиллярная** воздухоемкость – это способность почвы при капиллярном насыщении водой содержать определенный объем свободного воздуха. Некапиллярная воздухоемкость прямо пропорциональна некапиллярной скважности почвы.

Соотношение капиллярной и некапиллярной воздухоемкости является важным показателем воздушно-физических свойств почвы. Структурные почвы всегда имеют определенную величину некапиллярной скважности, которая свободна от воды и заполнена воздухом даже при большой влажности почвы. Это обеспечивает определенную степень проветриванности почвы.

Воздухопроницаемость – это способность почвы пропускать в единицу времени через единицу объема определенное количество воздуха. Водопроницаемость является необходимым условием для осуществления газообмена между почвой и атмосферой. Передвижение воздуха в почве происходит по порам, соединенным друг с другом и не заполненным водой. Чем крупнее поры аэрации, тем лучше выражена воздухопроницаемость почв как в сухом, так и во влажном состоянии. Водопроницаемость структурных рыхлых почв значительно выше, чем плотных бесструктурных глинистых почв, она максимальна в сухих почвах и быстро снижается при увлажнении.

Свойства почв определяющие процессы обмена почвенного воздуха с атмосферным, называется **газообменом** или **аэрацией**. Газообмен осуществляется через систему почвенных пор, сообщающихся между собой и атмосферой. **Аэрация** почв – это величина фактического содержания воздуха в почве, выраженная в объемных процентах. Величина аэрации характеризует разность между общей скважностью и влажностью почвы. Чем выше влажность, тем меньше аэрация, так как большая часть объема почвы занята влагой. Максимальная степень аэрации характерна при воздушно-сухом состоянии почв, минимальная – при избыточном увлажнении почв вследствие близкого залегания грунтовых вод, поверхностном заболачивании или затоплении, а также в условиях водоносных горизонтов.

Основными факторами газообмена в почве являются:

- 1) атмосферные условия, к которым относятся амплитуды колебания температур воздуха (суточные и годовые), амплитуды колебаний атмосферного давления (суточные и годовые), температурные градиенты на поверхности раздела почва - атмосфера, движение атмосферного воздуха, осадки и характер их распределения, характер испарения и транспирации.

- 2) физические свойства почвы, к которым относится гранулометрический состав, структура, состояние поверхности, плотность, пористость, температурный режим, влажность почвы,
- 3) физические свойства газов, к которым относятся скорость диффузии, градиенты концентраций газов в почвенном профиле и на границе раздела сред, их гравитационный перенос под действием силы тяжести, способность к сорбции – десорбции на твердой фазе почвы, растворение в почвенных растворах и дегазация.
- 4) физико-химические реакции в почвах, к которым относятся обменные реакции между ППК – почвенным раствором – газовой фазой, а также окислительно-восстановительные реакции.

Основным механизмом переноса газов является диффузия. **Диффузия** – это процесс перемещения газов, связанный с их различной концентрацией в почве и атмосфере (градиентом концентрации). В почвенном воздухе концентрация кислорода всегда меньше, а углекислого газа больше, чем в атмосфере. Поэтому под влиянием диффузии создаются условия для поступления в почву кислорода и выделения в атмосферу углекислого газа.

Поток газообразного вещества (Q_s), протекающего через единицу площади почвенной среды за единицу времени, рассчитывается уравнением молекулярной диффузии (первый закон Фика):

$$Q_s = D_s \frac{d_c}{d_z}$$

где D_s – коэффициент диффузии газа в почве, $\text{см}^2 \cdot \text{с}$;
 c – концентрация газа в почвенном воздухе, мг/см^3 ;
 z – глубина слоя, см .

Остальные факторы в большей или меньшей степени связаны с диффузией: они изменяют градиенты концентрации газов или изменяют свойства среды, через которую идет диффузия.

Формы почвенного воздуха. Почвенный воздух находится в почве в трех состояниях: собственно почвенный воздух (свободный и заземленный), адсорбированный и растворенный.

Свободный почвенный воздух – это смесь газов и летучих органических соединений, размещается в капиллярных и некапиллярных почвенных порах. Он обладает большой подвижностью и способен свободно перемещаться в почве и активно обмениваться с атмосферой.

Заземленный почвенный воздух – воздух, который находится в порах, со всех сторон изолированных водными пробками. Максимальное количество заземленного воздуха имеют тонкодисперсные уплотненные почвы. Этот воздух неподвижен и практически не участвует в газообмене между почвой и атмосферой. Он препятствует фильтрации воды, может вызывать разрушение почвенной структуры.

Растворенный почвенный воздух – это газы, растворенные в почвенной воде. Взаимоотношение жидкой и газообразной фаз почвы определяется режимом температуры и давления, а также концентрацией газов в свободном почвенном воздухе.

Количество растворенных газов подчиняется закону фазового равновесия Генри:

$$C = \lambda p / 10,2,$$

где C – массовая концентрация газа, растворенного в воде, мг/л ,
 λ – коэффициент растворимости газа в воде, мг/л ,
 p – парциальное давление газа в почвенном воздухе, МПа ,
 $10,2$ – нормальное атмосферное давление, МПа .

Повышение давления повышает растворимость газов, понижение давления способствует переходу газов из почвенного раствора в почвенный воздух. Увеличение концентрации того или иного газа в составе почвенного воздуха вызывает увеличение этого газа в почвенном рас-

творе. Понижение температуры почвы приводит к повышению растворимости всех почвенных газов. Хорошо растворяются в воде аммиак, сероводород, углекислый газ, растворимость кислорода небольшая. Растворенные газы проявляют высокую активность. С насыщением почвенного раствора CO_2 повышается растворимость карбонатов, гипса, других соединений. Растворенный кислород поддерживает окислительные свойства почвенного раствора. С повышением температуры окислительные процессы ослабевают и происходит выпадение из растворов карбонатов. Растворенные газы играют большую роль в обеспечении физиологических потребностей почвенной флоры и фауны.

Адсорбированный почвенный воздух – это газы и летучие органические соединения, сорбированные поверхностью твердой фазы почвы. Чем выше степень дисперсности почвы, тем больше сорбированных газов при данной температуре она содержит. Количество сорбированного воздуха зависит от минералогического состава почв, их влажности и количества органических веществ. Адсорбция газов сильнее проявляется в почвах тяжелого гранулометрического состава, богатых органическим веществом. Наибольшее количество адсорбированного воздуха характерно для сухих почв, активнее поглощающих воду, чем газы.

Количество адсорбированных газовых компонентов (Γ) можно рассчитать при помощи уравнения изотермы адсорбции Ленгмюра:

$$\Gamma = \Gamma_{\infty} \frac{C}{k + C},$$

где:

Γ_{∞} – предельное значение адсорбции насыщения на единицу поверхности адсорбента, мг,

C – равновесная концентрация газа в системе, мг/л,

K – эмпирический коэффициент.

Газы сорбируются в зависимости от строения их молекул и дипольного момента. Хуже всех сорбируется N_2 , лучшими сорбционными способностями обладает кислород и углекислый газ, самая высокая сорбция – у NH_3 .

Лекция 9. Поглощительная способность почв

Способность почвы поглощать ионы и молекулы различных веществ из растворов и удерживать их называется поглощительной способностью почвы. Большой вклад в изучение поглощительной способности почвы внес К. К. Гедройц. В его трудах исследование поглощительной способности почв тесно увязано с многочисленными теоретическими и практическими вопросами применения удобрений, питания растений, химической мелиорации почв и т. д. К. К. Гедройц выделил *пять видов поглощительной способности почв: механическую, физическую, химическую, физико-химическую, или обменную, и биологическую.*

Механическая поглощительная способность – это наиболее простой вид поглощения, которое происходит благодаря наличию в почве тончайших пор и капиллярных ходов. Мелкие твердые частицы, взвешенные в фильтрующейся через почву воде, задерживаются, т. е. механически поглощаются. Механическая поглощительная способность зависит от гранулометрического и агрегатного состава почвы и ее сложения, у песчаных почв она минимальная, у глинистых – максимальная. Механически первоначально поглощаются фосфоритная мука, известковые удобрения (любой степени измельчения), микроорганизмы.

Физическая поглощительная способность почвы – это способность ее положительно или отрицательно адсорбировать газы, молекулы солей, спиртов, щелочей и других веществ. Растворенное вещество притягивается или отталкивается поверхностью твердых частиц почвы. Интенсивность физического поглощения прямо зависит от количества мелкодисперсных частиц в почве и считается *положительным*, когда молекулы растворенного вещества притягиваются

частицами почвы сильнее, чем молекулы воды, и *отрицательным*, если сильнее притягиваются молекулы воды. Положительное физическое поглощение аммиака почвой происходит при внесении безводного аммиака или аммиачной воды, отрицательное – растворов нитратов или хлоридов. Это обуславливает высокую подвижность последних в почве, что необходимо учитывать при внесении, нитратных и хлорсодержащих минеральных удобрений. Нитратные минеральные удобрения следует вносить ближе к посеву или в подкормку, а содержащие много хлора – с осени, чтобы произошло хотя бы частичное вымывание хлора, так как большинство культур отрицательно реагирует на хлор.

Химическая поглотительная способность почвы – это способность почвы удерживать некоторые ионы путем образования труднорастворимых или нерастворимых в воде соединений в результате химических реакций, происходящих в почве. Наибольшее значение химическое поглощение имеет при превращении соединений фосфора в почве.

Физико-химическая, или обменная, поглотительная способность – это способность мелкодисперсных коллоидных частиц почвы (от 0,00025 мм до 0,001 мм), несущих отрицательный заряд, поглощать различные катионы из раствора, причем поглощение одних катионов сопровождается вытеснением в раствор эквивалентного количества других, ранее поглощенных твердой фракцией почвы. Совокупность мелкодисперсных почвенных частиц, обладающих обменной поглотительной способностью К. К. Гедройц назвал **почвенным поглощающим комплексом (ППК)**.

Почвенные коллоиды подразделяются на *органические, минеральные и органоминеральные*. Органические коллоиды представлены гумусовыми веществами (гуминовые кислоты, фульвокислоты и их соли), минеральные – глинистыми минералами, как кристаллическими, так и аморфными соединениями (кремниевая кислота, гидраты полуторных окислов).

Способность органических коллоидов и минералов глин к обменному поглощению катионов обусловлена их отрицательным зарядом. Поэтому поглощаются катионы солей (удобрений). Положительный заряд имеют коллоидные гидроокиси железа и алюминия, тогда обменно поглощаются анионы NO_3^- , H_2PO_4^- , SO_4^{2-} . Обменно поглощаются в почве калийные и многие азотные удобрения.

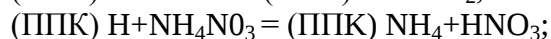
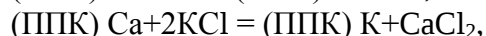
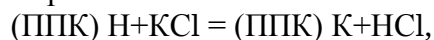
Обменная поглотительная способность имеет большое значение для питания растений и применения удобрений. Поглощенные ППК катионы доступны для растений в обмен на H^+ , получаемый при диссоциации $\text{H}_2\text{CO}_3 = \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$, которая выделяется при дыхании корней растений.

Поскольку поглощенный калий слабо вымывается из почвы, то дозы калийных удобрений можно вносить большие (в запас) и повышать содержание калия в почве.

Закономерности обменного поглощения катионов:

реакция обмена между ППК и катионами солевых растворов протекает в эквивалентных соотношениях;

реакция обмена катионов обратима, т. е. поглощенный катион может быть снова вытеснен в раствор:



при постоянной концентрации раствора количество катионов, вытесняемых из почвы в раствор, увеличивается с увеличением объема раствора;

при постоянном объеме раствора количество катионов, вытесняемых из почвы в раствор, повышается с увеличением концентрации раствора вытесняющей соли;

реакции обменного поглощения в почвах подчиняются закону действующих масс: чем выше концентрация катионов в растворе и чем ниже содержание катионов в ППК, тем больше катионов поглотится почвой;

реакции обмена катионов при взаимодействии почвы с раствором протекают с большой скоростью, так как обмен катионов происходит на поверхности коллоидных частиц почвы;

разные катионы поглощаются почвой и удерживаются в поглощенном состоянии с неодинаковой энергией. Чем больше атомная масса и заряд катиона, тем сильнее он поглощается и труднее вытесняется из почвы другими катионами.

Двухвалентные и трехвалентные катионы несут большие, электрические, заряды и поэтому значительно сильнее притягиваются коллоидными частицами, чем одновалентные. При одинаковой валентности энергия поглощения катионов тем выше, чем больше их атомная масса, так как атомная масса и гидратация катиона находятся в обратной зависимости. Например, к H^+ присоединяется 1 молекула воды, к NH_4^+ – 4,4 молекулы воды, к Na 8,4 молекулы воды. Слабогидратированные катионы сильнее притягиваются поверхностью коллоида.

По возрастающей способности к поглощению катионы располагаются в следующем порядке: Li ; Na ; NH_4 ; K ; Rb ; Cs ; Mg ; Ca ; Ba ; Cd ; Co ; Al ; Fe . Исключение составляет ион H^+ . Он имеет наименьшую атомную массу, но обладает высокой энергией поглощения и способностью вытеснять из поглощающего комплекса другие катионы.

По данным К. К. Гедройца, энергия поглощения H^+ в 4 раза больше, чем Ca^{2+} , и в 17 раз больше, чем Na^+ . Это связано с тем, что в водных растворах ион водорода присоединяет молекулы воды и образует ион гидроксония (H_3O^+), диаметр которого значительно меньше всех других гидратированных ионов. Катионы калия, аммония, рубидия и цезия могут частично закрепляться (фиксироваться) почвами в необменной форме. Это связано с тем, что они проникают внутрь кристаллической решетки минералов, входящих в поглощающий комплекс. Связано это с радиусом катиона. Радиус катиона $K^+ = 1,33 \text{ \AA}$, радиус $NH_4^+ = 1,43 \text{ \AA}$.

Степень необменной фиксации катионов зависит от гранулометрического и минералогического состава почвы. У черноземов она значительно больше, чем у дерново-подзолистых почв. Необменная фиксация катионов возрастает при периодическом увлажнении и высушивании почвы. Поэтому калийные удобрения для уменьшения необменной фиксации калия рекомендуется заделывать вспашкой в глубокий, непересыхающий слой почвы или вносить лентами, перемешивая с меньшим объемом почвы. Предпочтительнее гранулированные калийные удобрения.

Биологическая поглотительная способность почвы состоит в том, что азот и зольные элементы удерживаются почвой в составе органических веществ, образуемых растениями и почвенными микроорганизмами, благодаря чему эти питательные элементы не вымываются из почвы. Биологическое поглощение играет важную роль в превращении нитратных соединений азота в почве. Так, легкорастворимые соли азотной кислоты удерживаются в почве главным образом будучи усвоенными микроорганизмами. После их отмирания и минерализации они вновь становятся доступными для растений. В среднем на площади 1 га микроорганизмы могут удерживать до 125 кг азота, 40 – фосфора и 25 кг калия.

Эта же способность почвы может иметь и отрицательные последствия. Если в почву вносится много богатого клетчаткой, но бедного азотом органического вещества (солома; навоз, содержащий много соломы), то микроорганизмы, будучи конкурентами растений, используя клетчатку в качестве энергетического материала, будут интенсивно размножаться и потреблять много азота из почвы. Азотное питание растений может ухудшиться. Поэтому при запашке соломы на удобрение в почву необходимо вносить в расчете на каждую ее тонну 10–12 кг азота или же высевать зернобобовые культуры или высаживать картофель, так как эти культуры снижают урожайность в меньшей степени, чем зерновые.

Лекция 10. Физические свойства почв

Многие процессы, происходящие в почвах, во многом определяются физическими и физико-механическими свойствами. Физические свойства почв делятся на общие физические и физико-механические.

К **общим физическим** относятся удельная поверхность, удельный вес, объемный вес (плотность) и пористость (скважность).

К **физико-механическим** относятся пластичность, липкость, набухание, усадка, связность, твердость и сопротивление при обработке.

Процессы, протекающие в почвах, во многом зависят от удельной поверхности почв, которая является важной физической характеристикой почвы. **Удельная поверхность почвы** – это суммарная поверхность всех частиц почвы, отнесенная к единице веса или объема. Выражается чаще всего в $\text{м}^2/\text{г}$ или $\text{м}^2/\text{см}^3$ почвы.

Процесс диспергирования (дробления) минеральной части почвы обычно не меняет ее веса, но резко увеличивает суммарную поверхность всех частиц. При этом почва переходит в более активное состояние, так как с увеличением поверхности твердой фазы в единице веса или объема, возрастает и поверхностная энергия частиц.

С величиной *удельной поверхности* связаны величины объемов поглощения минеральных веществ, зольных элементов, паров, газов, особенности передвижения в почве воды и воздуха, а также другие физические и технологические свойства почвы.

Удельная поверхность почвы зависит от минералогического и гранулометрического состава. Почвы легкого гранулометрического состава характеризуются меньшей дисперсностью и, соответственно, меньшей удельной поверхностью по сравнению с почвами тяжелого гранулометрического состава.

Выделяют *общую, внешнюю и внутреннюю* удельные поверхности частиц.

Внешняя (кинетическая) поверхность определяется дисперсностью твердых частиц почвы.

Внутренняя поверхность обусловлена особенностями строения самих частиц, наличием микропор и трещин внутри частицы. Поверхность почвенных частиц имеет свой сложный микрорельеф, отдельные участки которого энергетически неравноценны. Особой энергетической активностью характеризуются выпуклые элементы частиц. Значительную внутреннюю поверхность имеют почвы, богатые монтмориллонитом и другими минералами, имеющими подвижную структуру.

Общая поверхность представляет собой сумму внешней и внутренней удельных поверхностей. Ее величина колеблется в значительных пределах: от нескольких единиц м^2 на 1 г или 1 см^3 почвы (в грубых песках) до нескольких сотен (тяжелые глины, почвы со значительным количеством органогенных веществ).

Удельная поверхность частиц разного размера может различаться на 6 порядков (табл.).

Таблица. Удельная поверхность частиц, $\text{м}^2/\text{г}$

Размер частиц, мм								
0,00001- 0,00005	0,00005- 0,0001	0,0001- 0,0005	0,00001- 0,00005	0,0005- 0,001	0,001- 0,01	0,01- 0,05	0,05- 0,25	0,25- 1,00
22	4,4	0,76	0,46	0,111	0,031	0,015	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$

Обычно удельную поверхность почвы определяют насыщением почвы водяным паром (этиленгликолем). Выявлено, что насыщение почвы водяным паром идет до тех пор, пока вокруг каждой почвенной частицы образуется мономолекулярный слой воды. Исходя из этой закономерности, выведена эмпирическая формула расчета удельной поверхности

$$S = 3610 (V_2 - V_1) / (V_1 - V_0),$$

где V_2 , V_1 , V_0 – вес после насыщения, до насыщения и тары соответственно.

Плотность сложения почвы – масса абсолютно сухой почвы ненарушенного сложения (т.е. с почвенными порами) в единице объема. Выражается в $\text{г}/\text{см}^3$. Она зависит от структуры и сложения почвы, а также характера слагающих почву минералов, ее гранулометрического состава и содержания органического вещества.

Величина плотности сложения почвы изменяется в широких пределах: для минеральных почв от 0,9 до 1,8 $\text{г}/\text{см}^3$, для торфяно-болотных - от 0,15 до 0,40 $\text{г}/\text{см}^3$.

Чем *больше* в почве перегноя и чем *лучше* выражена в ней структура, тем *меньше* плотность сложения почвы.

На плотность сложения почвы существенное значение оказывает ее обработка. После механической *обработки* почва становится наиболее рыхлой с *меньшей* плотностью сложения почвы. Этот период времени бывает достаточно коротким, потом начинается ее уплотнение, что приводит к увеличению плотности сложения почвы. После определенного периода времени, разного для разных типов почв, почва достигает определенной степени плотности, которая затем изменяется крайне мало. Такая плотность называется *равновесной* и ее величина является важной характеристикой почв. Величина плотности сложения почвы существенно влияет на водный, воздушный и тепловой режим почвы, что сказывается на развитии растений.

К значимым физическим свойствам почв относится плотность твердой фазы почвы. **Плотность твердой фазы почвы.** – это масса абсолютно сухих почвенных частиц при сплошном заполнении ими единицы объема, г/см^3 . Почвы различных типов и их отдельные горизонты характеризуются неодинаковой плотностью твердой фазы, которая, зависит от содержания в ней *органических веществ* и состава слагающих ее *минералов*. Интервалы показателей плотности твердой фазы почвы составляют для минеральных почв – от 2,4 до 2,8 г/см^3 . Для подзолистых почв он составляет 2,5-2,65, черноземных – 2,37 и торфяных- от 1,4 до 1,8 г/см^3

Пористость – это суммарный объем всех пор и промежутков между частицами твердой фазы почвы определенного объема. Выражается в % от общего объема почвы. Интервал показателей пористости составляет для минеральных почв – 25-80%, для торфяных – 80-90%. При рыхлении почвы пористость *увеличивается*, при уплотнении *уменьшается*.

Почвенные поры могут быть различной формы и диаметра. В зависимости от величины пор различают *капиллярную* и *некапиллярную* пористость.

Капиллярная пористость равна объему капиллярных промежутков в почвах и обусловлена наличием в почве *глинистых минералов*.

Некапиллярная пористость равна объему крупных пор и связана со структурным строением почвы.

Сумма обеих видов пористости составляет *общую пористость* почвы. Она вычисляется по формуле: $Pr = 1 - \left[\frac{OB}{UB} \right] \cdot 100$,

где отношение плотности сложения почвы (объемного веса) (*ОВ*) к плотности твердой фазы почвы (удельному весу) (*УВ*) составляет *доля твердой фазы почвы*, а за единицу принимается *общий объем почвы* со всеми порами. Величина пористости зависит от структурности, плотности, гранулометрического и минералогического состава почвы.

С пористостью почвы связаны важнейшие свойства почвы: водо- и воздухопроницаемость, влагоемкость и воздухоемкость, газообмен между почвой и атмосферой.

Выделяют внешнюю поверхность, или как ее еще называют кинетическую поверхность дисперсного вещества и внутреннюю поверхность внутри элементарных почвенных частиц, микропор, трещин и т.п.

Под **пластичностью** понимают способность почвы во влажном состоянии изменять и сохранять приданную ей внешним воздействием форму. В зависимости от степени увлажнения характер пластичности меняется. Следует различать несколько характерных состояний почвы: *нижний предел текучести* и *предел раскатывания в шнур*.

Нижний предел текучести – это такое увлажнение почвы, при котором пласт почвы, разрезанный пополам, при повторном встряхивании сливается воедино. Это состояние влажности принимается за **верхний предел пластичности**.

Влажность почвы, при которой она перестает раскатываться в шнур, определяет **предел раскатывания в шнур**. Такое увлажнение принимается за **нижний предел пластичности**.

Число пластичности - это разность между верхним и нижним пределами пластичности. Пластичность тесно связана с *гранулометрическим составом* почв и обусловлена наличием в ней глинистых частиц, диаметр которых меньше 0,002 мм.

Глинистые почвы имеют число пластичности – 17, суглинистые – 7-17, супесь – менее 7, пески совершенно не пластичны. Кроме механического состава, существенное влияние на пластичность почвы оказывает *состав коллоидной фракции*, *состав поглощенных катионов*, а также содержание *гумуса*.

Липкость – это способность почвы прилипать к различным поверхностям.

Величина липкости определяется силой, необходимой, чтобы оторвать почву от поверхности прилипания. Выражается в г/см^2 .

Как и пластичность, она обусловлена наличием в почве *глинистых частиц* и *воды*, а также *составом поглощенных оснований*. У глинистых почв липкость значительная, у песка минимальная.

Липкость проявляется при увлажнении почвы, приближающейся к верхнему пределу пластичности. Сухая почва липкостью не обладает. Прилипание повышается по мере увлажнения примерно до 80% от полного насыщения почвы водой, затем начинает уменьшаться.

По липкости почвы делятся на предельно вязкие ($> 15 \text{ г/см}^2$), сильно вязкие ($5 - 15 \text{ г/см}^2$), средне вязкие ($2 - 5 \text{ г/см}^2$), слабо вязкие (меньше 2 г/см^2).

С липкостью почвы связано важное агрономическое свойство почвы – **физическая спелость**. Когда при обработке почва перестает прилипать к сельскохозяйственным машинам и начинает крошиться на комки, то такое состояние почвы отвечает ее физической спелости.

? Нижним пределом влажности, при котором возможна обработка почвы, является влажность, отвечающая полуторной величине максимальной гигроскопичности почвы, а верхним пределом – 60-70% полной влагоемкости данной почвы.

Набухание – это способность почвы изменять в объеме под влиянием различных факторов, главным образом увлажнения и замерзания. Большое значение в этом процессе играют почвенные коллоиды, особенно органические, способные резко увеличиваться в объеме при смачивании и уменьшаться при высыхании. Вследствие этого песчаные почвы с низким содержанием коллоидов практически не набухают, глинистые и суглинистые обладают значительной набухаемостью.

Набухание измеряется в объемных процентах по формуле:

$$V_{\text{наб}} = \frac{V_1 - V_2}{V_2} \cdot 100,$$

где $V_{\text{наб}}$ – процент набухания, V_1 – объем влажной почвы, V_2 – объем сухой почвы.

На величину изменения объема влияет *минералогический состав* почв, наличие и состав обменных катионов, количество органических веществ.

Усадка – это сокращение объема почвы при высыхании. Величина усадки зависит от тех же факторов, что и набухание. Усадка измеряется в объемных процентах по отношению к исходному объему:

$$V_{\text{ус}} = \frac{V_1 - V_2}{V_2} \cdot 100,$$

где $V_{\text{ус}}$ – процент усадки от исходного объема, V_1 – объем влажной почвы, V_2 – объем сухой почвы.

Связность – это способность почвы сопротивляться внешнему усилию, стремящемуся разъединить частицы почвы. Связность вызывается силами сцепления между частицами почвы. Степень сцепления обусловлена гранулометрическим и минералогическим составом, структурным состоянием и влажностью почвы, а также характером ее сельскохозяйственного использования.

Твердость – это сопротивление, которое оказывает почва при проникновении в нее какого-либо тела. Величина твердости выражается в кг/см². Твердость определяется прибором – твердомером. Твердость почвы зависит от ее увлажнения, структурности, составом поглощенных оснований, гумусированности и гранулометрического состава. По мере уменьшения влажности твердость почвы резко возрастает. Почва комковато-зернистой структуры при высыхании оказывает значительно меньшее механическое сопротивление, чем распыленная. Хорошо гумусированные почвы, насыщенные двухвалентными катионами, обладают меньшей твердостью, чем малогумусированные.

Высокая твердость является признаком плохих физико-химических и агрономических свойств почв и требует больших затрат на ее сельскохозяйственную обработку. С твердостью почвы связана такая важная технологическая характеристика, как сопротивление ее обработке. Она выражается удельным сопротивлением. **Удельное сопротивление** – это усилие, затрачиваемое на подрезание пласта, его оборот и трение о рабочую поверхность. Выражается в кг на 1 см². Этот показатель изменяется от 0,2 до 1,2 кг/см² в зависимости от механического состава, физико-химических свойств, влажности и агрохозяйственного состояния почв.

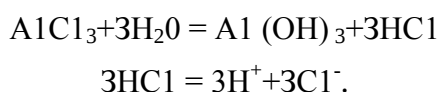
Лекция 11. Реакция почвы. Плодородие почв

Реакция почвенной среды. Реакция почвы – физико-химическое свойство почвы, связанное с содержанием ионов Н⁺ и ОН⁻ в ее твердой и жидкой частях. Реакция почвы кислая, если в ней преобладают ионы Н⁺, и щелочная, если ионы ОН⁻. Реакция почвы оказывает большое влияние на развитие растений и почвенных микроорганизмов, на эффективность удобрений, на химические и биохимические процессы в почве. Для количественной оценки реакции почвы применяют различные показатели: рН суспензии почвы в воде или в растворе КСl, количество кислотных компонентов в вытяжке 1М ацетата натрия и т.д.

Концентрацию ионов водорода в растворе принято выражать условной величиной рН (отрицательный логарифм концентрации Н⁺ ионов).

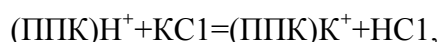
Различают две формы кислотности почв: **актуальную (активную) и потенциальную (скрытую)** кислотность. Последняя подразделяется, в свою очередь, на *обменную* и *гидролитическую*.

Актуальная кислотность – это кислотность почвенного раствора, обусловленная повышенной концентрацией в нем ионов Н⁺, а также слабых минеральных (Н₂СО₃), органических кислот и гидролитически кислых солей (АlСl₃). Последние при гидролизе образуют слабое основание и сильную кислоту: .



При нейтральной реакции концентрация ионов водорода и гидроксила одинакова – 10⁻⁷ мг/л, то есть рН раствора равен 7. Актуальная кислотность непосредственно влияет на развитие растений и почвенных микроорганизмов.

Потенциальная (скрытая) кислотность обусловлена ионами Н⁺, Al³⁺ и Fe³⁺, поглощенными ППК с отрицательным зарядом. Часть поглощенных ионов водорода и алюминия может быть вытеснена в раствор катионами нейтральных солей (КСl):



в результате чего почвенный раствор подкисляется. Это – **обменная потенциальная кислотность почвы, выражается рН в КСl**. В почвах Беларуси обменная кислотность, как правило, на порядок выше актуальной и включает ее.

Принято следующее деление *минеральных и торфяно-болотных почв* республики Беларусь в зависимости от обменной кислотности (таблица 3.1):

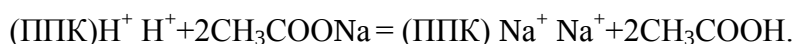
Таблица 3.1.

Градация почв Беларуси по степени кислотности (рН в KCl)
и относительное содержание почв различной кислотности

№ п/п	Степень кислотности	минеральные почвы	торфяно- болотные почвы	Пашня, %	Улучшенные сенокосы и пастбища, %
1	сильнокислые	менее 4,5	менее 4,0	1,4	1,9
2	среднекислые	4,51–5,00	4,01–4,50	4,5	5,4
3	кислые	5,01–5,50	4,51–5,00	12,8	14,4
4	слабокислые	5,51–6,00	5,01–5,50	27,5	27,5
5	близкие к нейтральным и нейтральные	6,01–6,50	5,51–6,00	36,8	29,5
6	близкие к нейтральным и нейтральные	6,51–7,00	6,01–6,50	13,9	14,5
7	нейтральные и сла- бощелочные	более 7,00	более 6,50	3,1	6,8

Минеральные почвы с рН <4,5 – *сильнокислые* и с рН 4,51–5,00 – *среднекислые*, а также торфяно-болотные с рН менее 4,5 нуждаются в первоочередном известковании; почвы 3 группы – *кислые*, требуют известкования, при рН 5,51–6,0 – минимальная нуждаемость в известковании имеется лишь для суглинистых и глинистых почв.

При обработке почвы уксуснокислым натрием CH_3COONa или уксуснокислым кальцием $(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Ca}$ все ионы, обуславливающие кислотность почвы, вытесняются в раствор:



Эта часть потенциальной кислотности получила название **гидролитической**. Кислотность, обнаруживаемая при обработке почвы раствором CH_3COONa , включает актуальную и потенциальную кислотность – как обменную, так и собственно гидролитическую (которая не обнаруживается при обработке KCl). Гидролитическая кислотность выражается в мгэкв на 100 г почвы или, по современной системе, смоль(+)/кг, что одно и то же.

Свойства почвы характеризуются также **степенью насыщенности основаниями** – количеством обменно поглощенных оснований, выраженным в процентах от емкости поглощения:

$$V = S \cdot 100 / T, \text{ и } T = S + H$$

где V – степень насыщенности почвы основаниями, %;

S – сумма поглощенных оснований (кроме H и Al);

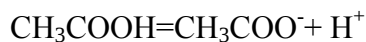
T – поглощательная способность всех катионов, включая ионы водорода.

Степень насыщенности основаниями показывает, *какая часть общей емкости приходится на поглощенные основания и какая — на ионы водорода*. Например, V= 80 % означает, что 80 % от общей емкости (T) занимают основания и 20 % — ионы водорода.

По современным понятиям наиболее точно степень насыщенности основаниями можно определить через сумму основных катионов (Ca, Mg, K), непосредственно определенных в нейтрально-солевых вытяжках, и величину емкости катионного обмена (ЕКО). Их соотношение в процентах будет представлять собой степень насыщенности почв основаниями.

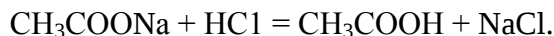
Буферная способность почв. Почвенный раствор подкисляется в результате выделения углекислоты при дыхании корней, образовании HNO_3 при нитрификации и от продуктов жизнедеятельности микроорганизмов. Реакция почвы изменяется также от удобрений. Изменение реакции разных почв под действием этих факторов неодинаково. *Способность почвы противостоять изменению реакции почвенного раствора в кислую или щелочную сторону называется буферной способностью почвы*. Буферность почвы в целом зависит от буферных свойств ее твердой и жидкой частей. *Буферность раствора* создается слабыми кислотами и их солями.

Слабые кислоты диссоциируют не полностью, большая часть их находится в виде недиссоциированных молекул:

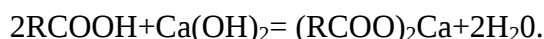
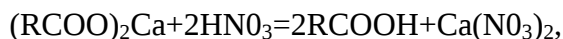


Если к этому раствору прибавить NaOH, то произойдет связывание ионов H^+ с образованием воды и pH изменится мало. Иными словами, слабая кислота будет противодействовать подщелачиванию раствора.

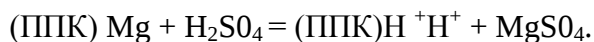
Раствор слабой кислоты и ее соли будет буферным также и против подкисления:



Буферность почвенного раствора обуславливается также водорастворимыми органическими кислотами и их солями:



Чем больше общая емкость поглощения и степень насыщенности почвы основаниями, тем сильнее почва противостоит подкислению:



Чем больше ионов водорода в почве, тем сильнее она будет противостоять подщелачиванию.

На почвах с низкой буферной способностью (песчаных, супесчаных, бедных гумусом) при внесении физиологически кислых удобрений возможны резкие сдвиги реакции в кислую сторону. На таких почвах вносят также меньшие дозы извести, чем на суглинистых, так как они слабо противостоят подщелачиванию. Это нужно учитывать при внесении минеральных удобрений и извести.

Плодородие является неотъемлемым свойством почвы. От него зависит жизнь растений и животных. Под плодородием в современной научной литературе принято понимать способность почвы обеспечивать рост и воспроизводство растений всеми необходимыми им условиями.

Растения для своей жизни нуждаются в воде, элементах питания, свете, тепле, кислороде, углекислом газе. Все это (кроме света) в той или иной мере дает почва.

К. Маркс в «Капитале» различал три категории плодородия почвы: естественное (природное), искусственное (эффективное) и экономическое.

Естественное плодородие определяется свойствами природных почв, формирующихся в процессе их эволюции под влиянием природных факторов почвообразования. Естественным плодородием обладают целинные почвы.

Эффективное плодородие свойственно почвам сельскохозяйственного использования и проявляется в виде способности поддерживать некоторый уровень урожая культурных растений. Эффективное плодородие – та часть потенциального плодородия, которая реализуется в виде урожая растений при данных погодных и агротехнических условиях.

Экономическое плодородие связано с разной оценкой конкретных земельных участков в зависимости от их расположения и удобства использования. Экономическое плодородие – экономическая оценка почвы в связи с ее потенциальным плодородием и экономическими характеристиками земельного участка.

Потенциальное плодородие – суммарное плодородие почвы, определяемое ее свойствами, как естественными, так и измененными человеком.

Относительное плодородие – плодородие почвы по отношению к определенной группе или виду растений. Плодородная для одних культур почва может быть неплодородна для других.

Воспроизводство плодородия – совокупность природных почвенных процессов и целенаправленных антропогенных воздействий для поддержания эффективного плодородия почв на уровне, приближающемся к потенциальному плодородию.

Рост и продуктивность растений зависят от плодородия почвы, но и плодородие зависит от количества поступающего органического вещества и направленности биологического круговорота. В этой связи на Земле растительные и почвенные зоны находятся в естественной связи. В природных биогеоценозах устанавливается динамическое равновесие между почвой и растительностью, почве любого плодородия находится свой вид растительности, по отношению к которому она наиболее плодородна. Болотные или лесные растения не могут расти на черноземе, например.

Плодородие почвы формируется в процессе образования самой почвы и определяется всей совокупностью свойств почвы. При этом не следует забывать, что плодородие формируется в процессе образования самой почвы и формируется всей совокупностью свойств почвы, а не только верхним ее слоем, где находится большая часть гумуса, корней, питательных веществ.

Важнейшими свойствами почв, определяющими ряд соподчиненных свойств и, в конечном счете, плодородие, являются гранулометрический состав, структурность, водно-физические свойства, тепловые свойства, содержание органического вещества, поглощательная способность почв, биологическая активность почв.

Гранулометрический состав почвы определяет тепловой, воздушный, водный и пищевой режимы. Легкие почвы прогреваются раньше тяжелых, и их называют «теплыми почвами». Они имеют хорошую водо- и воздухопроницаемость. Благодаря высокой аэрации органическое вещество в таких почвах быстро минерализуется, а гумификация ослаблена. Из-за малой влагоемкости влага не накапливается, а элементы питания активно вымываются. Их поглощательная способность и буферность низка.

Тяжелые почвы более «холодные», слабопроницаемы, значительная часть их влаги недоступна растениям. При сезонном переувлажнении возможен дефицит воздуха и развивается оглеение.

Структурность определяет плотность почвы, ее физические свойства и связанные с ними тепловой, водный, воздушный и пищевой режим, что в конечном счете сказывается на величине урожая. В бесструктурной почве обычно наблюдается дефицит либо воды, либо воздуха. В структурных почвах вода удерживается в капиллярах, а воздух – в межагрегатных пустотах, обеспечивая постоянный газообмен с атмосферой, удаляя углекислый газ. Структурность почв обеспечивает одновременное наличие в почве и аэробных, и анаэробных микроорганизмов. Для плодородия почвы очень важны размеры структурных агрегатов, при величине агрегатов менее 0,5 мм резко падает порозность аэрации, имеется явный недостаток кислорода. Уже при величине агрегатов 1-2 мм порозность аэрации увеличивается до оптимальных 30 %, а содержание нитратов, например, увеличивается в 4 раза.

Тепловые свойства почв, то есть их способность поглощать и отражать лучистую энергию солнца, проводить и удерживать тепло, также во многом определяют рост и развитие растений. Тепловой режим почвы зависит от цвета почвы, водно-воздушных свойств, теплоемкости заполняющей ее воды или воздуха.

Органическое вещество почв содержит основную массу азота, 80 % серы, 60 % фосфора, много других элементов питания. Эти элементы не вымываются, но постепенно могут использоваться растениями. Органическое вещество – источник энергии для микроорганизмов, мобилизирующих элементы питания для растений из растительных остатков и минеральной части почвы. С количеством и качественным составом гумуса связано образование водопропрочной структуры и формирование благоприятных водно-физических и технологических свойств почв. Органические коллоиды вносят существенный вклад в создание поглощательной способности почв.

Поглотительная способность почв обуславливает ряд жизненно важных для растений свойств почвы – пищевой режим, химические и физические свойства. Благодаря ей элементы питания удерживаются почвой и меньше вымываются осадками, оставаясь доступными для растений. От емкости и состава обменных катионов зависит реакция почв, дисперсность, способность к агрегированию, водопрочность. Поглощенные водород, алюминий, железо разрушительно действуют на структуру почв и поглощающий комплекс в целом, а «кальций» называют стражем плодородия.

Биологическая активность почвы определяется численностью, составом и активностью почвенной фауны, микроорганизмов, ферментов. Они непосредственно участвуют в трансформации недоступных растениям элементов питания, участвуют в образовании гумуса, биологически удерживают элементы питания. В биомассе отмирающих микроорганизмов, а их количество может достигать 6 т/га, содержится около 12,5 азота, 3 % фосфора, 2,2 % калия. Биологическая активность определяет фиксацию атмосферного азота и образование углекислоты для процессов фотосинтеза.

Те или иные свойства почв могут иметь положительную или отрицательную роль в формировании почвенного плодородия. В агрономии и агрохимии известен **закон минимума**, согласно которому урожай растений определяется тем фактором, который находится в минимуме в данный момент. «Бочка» Либиха в настоящее время не считается вещью абсолютно бесспорной, но такая закономерность в почве, несомненно, есть.

В почвоведении основная практическая задача – ликвидация или минимизация лимитирующих почвенное плодородие факторов с помощью коренных почвенных мелиораций и агротехнологических приемов. Основными приемами являются:

Известкование

Гипсование, кислотование

Промывка и дренаж вод (избыток солей)

Пескование, оструктуривание и глубокое рыхление (глинистость)

Оструктуривание, рыхление, травосеяние (высокая плотность)

Тепловые мелиорации

Орошение, агротехнические приемы накопления воды

Минеральные и органические удобрения

Осушительный дренаж

Дренаж, щелевание, оструктуривание (недостаток аэрации)

Планировка поверхности (микрорельеф)

Террасирование, полосно-контурная обработка (уклон)

В отношении требований к плодородию почвы естественных **фитоценозов** и агроценозов существенно отличаются. В естественной среде растительный покров представлен растениями разных видов, которые отличаются по биологической стойкости и требовательности к потреблению элементов питания и воды как в количественном аспекте, так и в плане периодичности потребления в течение вегетации. Ярусность растительности позволяет полнее использовать свет и тепло. В целом природный фитоценоз – устойчивое растительное сообщество, приспособленное к климатическим и иным условиям местности и к почве.

Агроценоз обычно представлен популяцией одного вида. Этот вид растений потребляет много воды и пищи, причем периоды максимального потребления резко совпадают. Человек постоянно стремился создавать оптимальные условия для наиболее нужных ему популяций растений, подбирал и видоизменял сорта в расчете на максимальную продуктивность, в значительной мере за счет утраты устойчивости к неблагоприятным условиям среды. Культурные растения хуже естественных способны извлекать питательные элементы из труднодоступных соединений, их продуктивность подвержена капризам погоды, они без помощи человека не способны справиться с сорняками.

Свойства большинства почв не соответствуют тем высоким требованиям, которые предъявляют современные культурные растения. Почти все культурные растения нуждаются в почве

с умеренной плотностью и такой аэрацией, чтобы был хороший газообмен и не было чрезмерной минерализации органического вещества. При плотности сложения почвы выше 1,45-1,60 г/см³ продуктивность многих растений резко снижается. При высоком уровне урожая отдельные виды культурных растений могут потреблять до 500 кг/га азота и кальция, 350 кг/га калия, 120 кг/га фосфора. Суммарное отчуждение элементов питания составляет в среднем для разных почв 300-600 кг/га. Огромную роль играет и наличие микроорганизмов, высокая активность которых крайне важна для высокой продуктивности. В пахотных почвах обычно численность и активность бактерий и других микроорганизмов значительно выше, чем в целинной. Культурные растения предъявляют высокие требования к содержанию и составу гумуса почвы. Гумус в пахотных почвах активно минерализуется, и для поддержания баланса гумуса даже на среднем для Беларуси уровне 2,0-2,5 % необходимо по разным данным вносить от 8 до 12 т/га навоза ежегодно.

Культурные растения предъявляют повышенные требования и к наличию воды, в них не отработана система экономного водопотребления и влагоудержания, высокая транспирация. Плодородная почва должна обладать высокой влагоемкостью, то есть быть структурной и иметь достаточное количество коллоидных частиц.

Большинство культурных растений хорошо растет лишь в определенном диапазоне кислотности среды, они крайне негативно относятся к сильнокислой или щелочной реакции среды. Важную роль играет и буферность, так как угнетение растений может быть и после кратковременного подкисления в результате применения физиологически кислых удобрений, например. Плодородные почвы обычно имеют высокую емкость поглощения, насыщенную преимущественно кальцием.

Культурные растения произрастают лишь в определенном тепловом режиме, в гораздо более узком интервале, чем естественная растительность, отдельные представители которых могут переносить и очень высокие, и очень низкие температуры. С тепловым режимом связаны сроки сева и тем самым урожаи культур.

В целом плодородная почва должна обладать мощным, оструктуренным, биологически активным, богатым гумусом слоем с большими запасами элементов питания, благоприятным вводно-воздушным, тепловым и пищевым режимом. Преобразование почв в соответствии с требованиями культурных растений называется окультуриванием, а степень соответствия почв требованиям культурных растений – окультуренностью. По мнению ряда авторов, в плодородных почвах идет своеобразный, отличный от природного культурный почвообразовательный процесс.

Плодородие почвы растет вместе с уровнем развития науки и носит относительный характер, оно не может быть выражено какой-то отдельной величиной. Параметры свойств почв разной степени окультуренности одновременно являются мерой уровня плодородия почвы на данной ступени развития науки и техники.

После вовлечения целинной почвы в сельскохозяйственную культуру ее плодородие меняется в зависимости от степени окультуривания почвы, оно может иметь направление улучшения и деградации. Основными факторами воздействия на почву являются: обработка почвы, удобрения и сами культурные растения. Все они действуют на почву двояко, зачастую негативно. Механическая обработка разрушает структуру, способствует минерализации гумуса, с урожаем выносятся элементы питания. Длительное применение кислых минеральных удобрений может существенно подкислить почву и она начнет деградировать. Почва при длительной монокультуре, особенно люцерны, льна, сахарной свеклы, начинает страдать от почвоутомления, поэтому неперенным приемом использования плодородных почв должно быть чередование культур.

При культурном земледелии все негативные последствия предусмотрены: возмещается вынос элементов, оструктуривается почва, проводится известкование и т.п. Особенно важное значение имеют гуматы кальция, то есть оптимизация состава обменных катионов и внесение навоза – важнейшие факторы окультуривания.

Почва – основное и незаменимое средство производства, обеспечивающее существование человечества. Вопросы плодородия почв всегда имели социально-экономическое значение, его нельзя рассматривать без контекста социально-экономических отношений. При правильном использовании почва постоянно улучшается, хотя в мире популярна точка зрения, высказанная еще в 1766 году французом А. Тюрго, о наличии закона убывающего плодородия почвы.

Лекция 12. Классификация почв. Почвенный покров мира

Система таксономических единиц. Таксономические единицы в почвоведении (таксоны) – это последовательно соподчиненные систематические категории, отражающие объективно существующие группы почв в природе. Они отражают место или ранг почвы в системе и характеризуют точность их определения.

Современная система таксономических единиц была принята Академией наук СССР в 1958 г. В ее основе лежит докучаевское учение о типе почвы, основной таксономической единице.

Тип почвы – группа почв, развивающихся в однотипно сопряженных биологических, климатических, гидрологических условиях и характеризующихся ярким проявлением основного процесса почвообразования при возможном сочетании с другими процессами. Эта группа почв характеризуется однотипным строением почвенного профиля, однотипностью процессов поступления органических веществ и их трансформации, процессов разложения минеральной массы, миграции и аккумуляции веществ, однотипным характером различных почвенных режимов, что в итоге определяет сходство мероприятий по управлению плодородием. В разных странах он называется по-разному: во Франции-agruple du sol; США, Канаде - great soil grup; Германии- bodentip; ФАО/ ЮНЕСКО- soil unit.

Подтипы почв выделяются в пределах типа и представляют собой группы почв, различающиеся проявлению основного или налагающихся процессов, обусловленных различием в составе почвообразующих пород, гидрологическом режиме, изменением основного признака почв (дерновые типичные, дерновые оподзоленные и др.). С учетом суммы активных температур ($>10\text{ }^{\circ}\text{C}$) на глубине 20 см и продолжительности периода отрицательных температур на той же глубине выделяют фациальные подтипы: теплые, умеренные, холодные и т.д.

Роды выделяют в пределах подтипа и показывают влияние местных условий (химизма и режима грунтовых вод, состав почвообразующих пород) на качественные генетические особенности почв: карбонатность, ожелезнение, реликтовые признаки и т.д.

Виды в пределах рода характеризуют различия в свойствах и строении почв, связанные с особенностями протекания основного почвообразовательного процесса, характером антропогенного воздействия: слабоподзолистые, слабоэродированные, окультуренные.

Разновидности почв определяются по гранулометрическому составу верхних горизонтов и почвообразующих пород: суглинистые, супесчаные и др.

Разряды характеризуют генетические свойства почвообразующих пород: моренные, покровные, флювиогляциальные и другие отложения.

Единицы выше типа окончательно не установлены: это классы и подклассы, ассоциации и семейства, стадии развития почв, т.е. по мере накопления знаний о почвах таксономические единицы, как и классификация, могут корректироваться и дополняться.

Номенклатура и диагностика почв. Номенклатура почв – наименование почв в соответствии с их свойствами и положением в систематике почв. В почвоведении имеются три главных направления в номенклатуре почв, каждое из них опирается на свою систему диагностики и классификации почв.

Русская школа заложена В.В.Докучаевым, который использовал общий принцип научной терминологии, согласно которой почвам даны лаконичные, моносемичные названия с использованием народной лексики и являющиеся по существу символическими: подзол, серозем, чернозем, бурые почвы, т.е. критерием символического термина была использована цветовая

окраска почв. Позднее Н.М. Сибирцев усложнил номенклатуру почв вторым словом, указывающим на особенности почвы или процесса почвообразования: чернозем шоколадный, светло-серая лесная, темно-каштановая, почвы бурые лесные в отличие от бурых полупустынных и др. Широкое использование получили географические термины – чернозем северный, южный; экологические – болотные, луговые, тундровые, арктические.

Номенклатура почв в русском (белорусском) почвоведении содержит полное название почвы, в котором приведены последовательно наименования типа, подтипа, рода, вида, разновидности и разряда, т. е. из названия почвы ясны ее главные признаки. Например, дерново-подзолистая (тип), белесая (подтип), остаточо-карбонатная (род), слабоподзолистая (вид), легкосуглинистая (разновидность), на лессовидном суглинке (разряд).

Международная номенклатура почв ФАО содержит названия почвенных единиц либо традиционные международные, либо составленные из греческих, латинских или русских корней с добавлением «zem» или «sol»: «чернозем», «подзол», «солончак», «солонец», «каштанозем», «подзолувисоль». К ним добавляются подъединицы: богатые, карбонатные или серные флювисоли (Thionic fluvisols) и др. Дискуссии о номенклатуре почв продолжаются.

Диагностика почв – описание почв с целью установить совокупность признаков, по которым она может быть отнесена к тому или иному типу или иному классификационному подразделению. Главными диагностическими методами являются профильный и сравнительно-географический, на основе которых можно установить тип почвы. Все остальные методы, используемые в почвоведении, при комплексном подходе позволяют дойти до низких таксономических уровней (выделения видов, подвидов, разновидностей, разрядов).

При характеристике пахотных почв большое значение имеют показатели их агрохимических, агрофизических, биологических свойств и результаты учета урожая.

Почвенно-географическое районирование — разделение территории на почвенно-географические районы, однородные по структуре почвенного покрова, сочетанию факторов почвообразования и характеру возможного сельскохозяйственного использования. Его основой является установление географических закономерностей распространения почв, вытекающих из распределения природных условий на земной поверхности.

Закономерности географического распределения

Почвенно-географическое районирование является основой учения В.В. Докучаева о *широтной-горизонтальной и вертикальной зональности почв*, общие закономерности которого он сформулировал в 1899г. К формированию понятия о почвенных зонах его привело учение о факторах почвообразования.

В.В. Докучаев писал: «Раз все почвообразователи располагаются на поверхности в виде поясов или зон, вытянутых более или менее параллельно широтам, то и почвы наши – черноземы, подзолы и др. – должны располагаться на земной поверхности зонально, в строжайшей зависимости от климата, растительности и др.».

Составленная им на этой основе первая схема почвенных зон в масштабе 1:50 000 000 всего Северного полушария демонстрировалась в 1900 г. на Всемирной выставке в Париже. На ней были выделены пять мировых зон: 1) бореальная (арктическая); 2) лесная; 3) черноземных степей; 4) аэральная с подразделением на каменистые, песчаные, лессовые и солончаковые пустыни; 5) латеритная. В лесной зоне были показаны аллювиальные равнины. Все почвенные зоны имели широтное направление.

Разные авторы позднее доказали, что на каждом континенте распределение зон имеет свои особенности, что горизонтальные зоны опоясывают земной шар не лентой, а встречаются в виде «островов» среди других почвенных зон или могут выпадать полностью. Более или менее строго учение о горизонтальной зональности соблюдается на обширных пространствах Русской равнины. Для Северного и Южного полушарий в чередовании зон наблюдается асимметрия. Например, зона тундры в Южном полушарии отсутствует на Мальдивских островах, хотя они входят в бореальный пояс. В арктическом поясе расположены рядами типичные арктические и

типично гумусовые почвы, широтные подзоны тундровой зоны выделяются сочетаниями тундровых глеевых почв и торфяников.

Мысль о вертикальной зональности почв в горах была высказана В.В. Докучаевым одновременно с учением о горизонтальной зональности. Изучив расположение природных почвенных зон в горах Кавказа, он в 1899 г. писал: «Так как вместе с поднятием местности всегда закономерно изменяется климат, растительность и животный мир... также закономерно должны изменяться почвы по мере поднятия от подножия гор... к вершинам, располагаясь в виде тех же последовательных, но уже не горизонтальных, а вертикальных зон».

Позднее К.Д. Глинка, С.С. Неуструев, С.А. Захаров и другие в своих работах выявили несоответствие между этой общей схемой и действительным расположением почвенных зон в горах. Установлено, что в горах имеется большее разнообразие биоклиматических условий и типов почв, чем на равнинах, и что каждая горная страна характеризуется определенными типами структур вертикальной зональности. Различия в типах структур определяют: положение горной страны в системе горизонтальных почвенных зон; высота горной страны; ее положение по отношению к движению воздушных масс, изолированность от морей другими горными системами; наличие температурных инверсий на разных склонах одного и того же хребта. В силу этих причин наветренные склоны получают очень много осадков, подветренные очень мало, поэтому в первом случае преобладают влажно-лесные и горно-луговые почвы, во втором – горные пустынные, горные степные и горно-лугово-степные с резкими переходами между зонами. Поэтому имеют место интерференция – выпадение отдельных почвенных зон; инверсия, когда нижние зоны располагаются выше, чем положено по аналогии с горизонтальными; миграция, когда одна зона проникает в другую (С.А. Захаров). Эти понятия объясняют отсутствие горных черноземов между зонами каштановых и горно-луговых почв в горах Южного Закавказья, смену горно-лесных подзолистых почв не тундрой, как на равнинах, а субальпийскими и альпийскими лугами, проникновение одних почв в другие по горным долинам.

Система таксонометрических единиц **почвенно-географического районирования** состоит из следующих единиц:

- | | |
|--------------------------|---|
| | 1. Почвенно-биоклиматический пояс |
| | 2. Почвенная биоклиматическая область |
| Для равнинных территорий | Для горных территорий |
| 3. Почвенная зона | 3. Горная почвенная провинция
(вертикальная структура почвенных зон) |
| 4. Почвенная провинция | 4. Вертикальная почвенная зона |
| 5. Почвенный округ | 5. Горный почвенный округ |
| 6. Почвенный район | 6. Горный почвенный район |

Почвенно-биоклиматический пояс – совокупность почвенных зон и вертикальных почвенных структур (горных почвенных провинций), объединенных сходством радиационных и термических условий. Их пять: полярный, бореальный, суббореальный, субтропический, тропический. Основой для их выделения является сумма среднесуточных температур выше 10°C за вегетационный период (см. гл. 5).

Почвенно-биоклиматическая область – совокупность почвенных зон и вертикальных структур, объединенных в пределах пояса сходными условиями увлажнения и континентальности и вызванных ими особенностей почвообразования, выветривания и развития растительности. Различаются области по коэффициенту увлажнения (КУ) Высоцкого-Иванова. Их шесть: очень влажные, избыточно влажные, влажные, умеренно сухие, засушливые (сухие), очень сухие. Почвенный покров области более однороден, чем в поясе, но внутри нее могут выделяться интразональные почвы.

Почвенная зона – составная часть области, ареал распространения зонального почвенного типа и сопутствующих ему интразональных почв. В каждую область входят две-три почвенные зоны.

Подзона – часть почвенной зоны, вытянутая в том же направлении, что и зональные подтипы почв.

Почвенная фация – часть зоны, отличающаяся от других частей по температурному режиму и сезонному режиму увлажнения.

Почвенная провинция – часть почвенной фации, отличающаяся теми же признаками, что и фация, но при более детальном подходе.

Почвенный округ – выделяется в пределах провинции по особенностям почвенного покрова, обусловленным характером рельефа и почвообразующих пород.

Почвенный район – часть почвенного округа, характеризующаяся однотипной структурой почвенного покрова, т.е. закономерным чередованием тех же сочетаний и комплексов почв.

Вертикальная почвенная структура – ареал распространения четко определенного рода вертикальных почвенных зон, обусловленного положением горной страны или ее части в системе биоклиматической области и главными особенностями ее общей топографии.

Горная почвенная провинция аналогична почвенной зоне на равнине. Значение остальных таксонометрических единиц одинаково для равнинных и горных территорий.

Опорными единицами почвенно-географического районирования на равнинных территориях являются почвенные зоны, а в горах – горные почвенные провинции.

Зональные почвы мира. Полярный пояс. Его площадь без материковых льдов около 0,6 млрд.га. В северном полушарии выделяются две довольно обширные области: Евразийская и Североамериканская. В каждой из них имеются арктическая и субарктическая почвенные зоны.

Арктическая зона расположена ближе к полюсу и делится на две подзоны: арктических пустынь и собственно арктическую. Почвенный покров арктических пустынь представлен примитивными арктическими пустынными почвами, а также засоленными почвами, развивающимися при малом количестве осадков и при вымораживании солей на поверхность в условиях экстремального переохлаждения (Антарктида, север Гренландии, морские побережья Арктики).

Для субарктической зоны характерны тундровые почвы. Она разделяется на три подзоны: северная, или арктическая, типичная и южная тундра. Основные почвенные процессы в тундре протекают в условиях повышенного увлажнения и застойного водного режима, обусловленного малым испарением. Глеевые процессы приурочены к верхней части почвенной толщи. В северной тундре преобладают арктотундровые почвы, а на остальной части субарктической зоны – тундрово-глеевые.

Бореальный пояс. Этот пояс полно развит в северном полушарии. Общая площадь пояса около 2,4 млрд.га, из них горные территории занимают 1,6 млрд.га. Почвы и растительность получают много влаги, но тепла недостаточно. 16% равнинных территорий занимают гидроморфные и полугидроморфные почвы. 3/4 площади пояса приходится на таежно-лесные области с подзолистыми, дерново-подзолистыми и частично серыми лесными почвами, остальное – более холодные, континентальные и менее увлажняемые мерзлотно-таежные (криогенные) почвы. В соответствии с этим в пределах бореального пояса выделяют бореальные таежно-лесные и лугово-лесные области: Североамериканскую, Европейско-Сибирскую, Исландско-Норвежскую, Берингово-Охотскую и Огнеземельскую, а также бореальные мерзлотно-таежные области: Восточно-Сибирскую и Североамериканскую.

Суббореальный пояс. Общая площадь его около 2,2 млрд.га. Горные территории занимают около 33% поверхности пояса. На долю семиаридных и аридных областей приходится около 71 % площади, из которых пустыни занимают 46%. Преобладает автоморфное почвообразование: на долю гидроморфных почв приходится только 9% поверхности пояса. Широкая зональность выражена на обширных внутренних равнинах Евразии. Суббореальный пояс – один

из главных поставщиков сельскохозяйственной продукции, на его территории располагается 1/3 земледельческих площадей мира. Здесь вырабатывается почти половина всей сельскохозяйственной продукции.

В пределах пояса выделяются три ряда почвенных областей: 1. суббореальные влажные лесные области; 2. суббореальные засушливые степные области; 3. суббореальные полупустынные и пустынные области. Первые расположены на океанических окраинах континентов: Западно-Европейская, Северо-Американская приатлантическая, Северо-Американская тихоокеанская, Восточно-Азиатская; в южном полушарии выделяют Южно-Американскую и Новозеландско-Тасманскую области. Во втором ряду выделяются три степные области с черноземами и каштановыми почвами: Евроазиатская, Северо-Американская и Южно-Американская. В третьем ряду выделяются Центрально-Азиатская и Южно-Американская полупустынные и пустынные области.

Субтропический пояс. Его площадь около 2,5 млрд.га. Влажные лесные области занимают здесь только 25% поверхности, ксерофитно-лесные и кустарниково-степные 34%, полупустынные и пустынные - 41%, т.е. в субтропическом поясе преобладают субаридные и аридные районы. На горные районы приходится 29% территории пояса. Широтная зональность в распределении почв слабо выражена, хорошо проявляются фациальные особенности, прежде всего на восточных окраинах континентов.

Субтропические влажные лесные области располагаются на восточных окраинах материков с муссонным характером климата. Можно выделить четыре влажные лесные области: Северо-Американская, Восточно-Азиатская, Южно-Американская и Австралийская. Общая площадь этих областей около 0,6 млрд.га. Полугидроморфные, гидроморфные и пойменные почвы занимают 16% площади всех областей, а горные территории - 43%. В почвенном покрове влажно-лесных областей преобладают желтоземы и красноземы. Значительные площади по границам с сухими субтропиками приходятся на черноземовидные почвы субтропических прерий в Бразилии, Уругвае, США (Оклахома, Техас).

Общая площадь субтропических засушливых ксерофитно-лесных и ксерофитно-кустарниково-степных областей около 0,8 млрд.га. Они располагаются на всех материках, огибая субтропические полупустынные и пустынные области. Выделяют шесть засушливых областей: Средиземноморская, Восточно-Азиатская, Северо-Американская, Австралийская, Южно-Африканская, Южно-Американская. Горные территории в пределах названных областей занимают около 35% поверхности, а гидроморфные почвы - 13%. В почвенном покрове выделяются две почвенные зоны: коричневых и серо-коричневых почв. Среди них встречаются вертисоли.

Полупустынные и пустынные области составляют в субтропическом поясе около 40% территории (1,1 млрд.га.). Горы занимают примерно 30% их площади. На долю полугидроморфных, гидроморфных и пойменных почв приходится около 8% от поверхности областей. Почвенный покров образует малоразвитые и примитивные почвы (около 73%) и сероземы и сопутствующие им почвы. Выделяются следующие субтропические полупустынные и пустынные области: Афро-Азиатская, Южно-Американская, Северо-Американская и Южно-Африканская.

Тропический пояс. Он является самым большим по площади (5,6 млрд.га.), что составляет около 42% поверхности суши. Горные территории в пределах этого пояса занимают около 13% площади. Полугидроморфные, гидроморфные, палеогидроморфные, пойменные почвы составляют 15,5% территории пояса. В тропическом поясе можно выделить три ряда почвенно-биоклиматических областей: 1. тропические влажные и переменные влажные лесные (гумидные и семигумидные); 2. тропические засушливые ксерофитно-лесные и саванные (семиаридные); 3. тропические полупустынные и пустынные (аридные).

Выделяют три влажные лесные тропические области: Американская, Африканская и Австрало-Азиатская. В почвенном покрове этих областей преобладают ферраллитные и дифференцированные и недифференцированные почвы. Для влажных лесных областей характерны

сочетания ферраллитных почв водоразделов, ферраллитных глеевых и глееватых почв нижних частей склонов и тропических болот в депрессиях.

Тропические ксерофитно-лесные и саванные области занимают площадь 1,7 млрд.га. и распространены в основном в восточном полушарии: Индо-Африканская и Австралийская области. В западном полушарии это Антильские острова и небольшие территории в Южной Америке. Горные территории в пределах рассматриваемых областей составляют 16,2 % площади. Широко распространены гидроморфные условия почвообразования (19,5 % территории). В почвенном покрове преобладают два типа почв: коричнево-красные и красно-бурые саванные. Первые имеют преимущественно ферраллитный состав, а вторые – ферсальитный. Среди этих почв встречаются вертисоли.

В тропическом поясе можно выделить четыре полупустынные и пустынные области: Афро-Азиатская, Австралийская, Южно-Африканская, Южно-Американская, которые смыкаются с субтропическими пустынными областями. Горные территории занимают 6,3% их площади, а гидроморфные почвы – около 2,4%. Пустынные песчаные пространства раскинулись на 24% территории областей.

Лекция 13. Почвы Беларуси

Почвы Беларуси

Факторы почвообразования на территории Беларуси

Климат прямо или косвенно управляет всеми процессами почвообразования. Основным источником энергии для большинства процессов является солнечная *радиация*. В сочетании с *увлажнением* она определяет интенсивность и глубину выветривания пород, синтез почвенных минералов, интенсивность роста растительности и разложения органических остатков, функционирование почвенной фауны. Различные *сочетания поступающего тепла и влаги* в почву формируют тепловой и водный режимы почв.

Особенности климата Беларуси обусловлены размещением территории республики в умеренных широтах; близостью Атлантического океана; преобладанием равнинного рельефа; отсутствием крупных горных преград на путях воздушных масс на соседних с республикой территориях.

Средние параметры температурных показателей на территории Беларуси постепенно повышаются с северо-востока на юго-запад. В противоположном направлении изменяются показатели увлажнения. Беларусь относится к зоне достаточного увлажнения. Определенную роль играет рельеф: центральная часть Беларуси, где преобладают возвышенности, получает 650–700 мм осадков. Изменение температуры и увлажнения плавное и незначительное, поэтому скорость процессов почвообразования протекает умеренно.

Влияет на почвообразование и сезонный режим климатических факторов.

При среднесуточной температуре воздуха 0°C в почвах происходит замерзание и оттаивание почвы с поверхности. Это явление приводит к образованию трещин и глыб разного размера, что содействует формированию структурных отдельностей. Тающий снег вовлекает в миграцию питательные вещества с поверхности почвы, способствует линейной эрозии.

При достижении среднесуточной температуры воздуха 5 °C в почве оживляются биологические процессы и химические реакции, направленные на преобразование минеральной и органической твердой фазы почвы, почвенная влага обогащается элементами питания. При среднесуточной температуре воздуха 10 °C начинается активная вегетация растительности.

Переход среднесуточной температуры через 10°C активизирует все почвенные процессы, что приводит к перераспределению химических элементов между генетическими горизонтами. Так, в большинстве минеральных почв при регулярном выпадении осадков химические элементы выносятся в иллювиальный горизонт, формируется подзолистый горизонт. Максимум развития почвенные процессы достигают при температуре 20–30 °C.

По термическим ресурсам вегетационного периода и условиям обеспеченности его влагой, территория Беларуси делится на три *агроклиматические* области: северную, центральную и южную (А.Х. Шкляр, 1962).

Северная агроклиматическая область характеризуется умеренно холодной зимой, устойчивым снежным покровом, умеренно теплым вегетационным периодом, устойчивым увлажнением. Годовой коэффициент увлажнения – 1,07-1,2. Во влажные годы почвы избыточно увлажнены весной и осенью. Летом может быть недостаток влаги в пахотном горизонте.

Центральная агроклиматическая область характеризуется умеренной и с частыми оттепелями зимой, теплым вегетационным периодом, умеренным увлажнением (к 1,0–1,07). Этой области присуще оптимальное увлажнение в средние по влажности годы.

Южная область характеризуется мягкой и короткой зимой, наиболее длительным теплым вегетационным периодом с неустойчивым увлажнением. Область не испытывает избытка влаги даже во влажный год. Увлажнение недостаточное, особенно в сухие годы (0,8–1,0). В результате влажность метрового слоя почвы в мае–августе опускается ниже 70% наименьшей влагоемкости.

Рельеф. Основная роль рельефа в почвообразовании заключается в перераспределении тепла, влаги, растворенных в водах веществ, а также твердых веществ. Поэтому в почвоведении очень важно знать как количественные, так и генетические особенности рельефа той или иной территории.

В целом для рельефа территории Беларуси характерны преобладания плоских и пологоволнистых равнин и низин, которые смыкаются речными долинами и грядово-холмистыми комплексами. Низинные пространства имеют слабую расчлененность (глубина не более 5 м, густота до 0,2 км/км²), что благоприятно для формирования и использования почв. На приподнятых равнинах глубина расчленения составляет 5-10 м, а на склонах возвышенности возрастает до 40 м и более.

Закономерности изменения морфологических и генетических характеристик рельефа на территории Беларуси отражаются на формировании почвенного покрова, что позволяет использовать их в почвенных классификациях и почвенно-географическом районировании территории.

Так, например, в *северной* части Беларуси преобладает ледниково-аккумулятивный рельеф поозерского оледенения, который способствует образованию сложных почвенных комплексов, включающих практически все типы почв, встречающихся на территории Беларуси.

Важное место в почвообразовании территории Беларуси занимает *долинный рельеф*, так как речные долины занимают значительные площади и к ним приурочены основные площади болотных и заболоченных почв.

Почвообразующие породы играют важную роль в формировании почв. Они являются частью твердой фазы почвы и определяют ее исходные параметры. Они обуславливают гранулометрический, минералогический и химический состав почв, также общие физические, водно-воздушные, тепловые свойства и режимы. Велико влияние почвообразующих пород на структуру почвенного покрова.

Почвообразующие породы территории Беларуси представлены главным образом отложениями *плейстоцена и голоцена*, поскольку мощность четвертичных отложений составляет в среднем 75–80 м, с колебанием от нескольких метров до 325 м.

В составе четвертичных пород преобладают отложения, связанные с деятельностью *ледников*, общая доля которых равна 88 %. Из них моренные отложения составляют 52 %, водно-ледниковые – 31 %, озерно-ледниковые – 5%, современные (болотные, аллювиальные) – 5 %. Наибольшее участие в формировании почвенного покрова Беларуси принимают средне-, верхнечетвертичные и современные отложения. *Среднечетвертичные* отложения на территории Беларуси представлены в основном отложениями Сожского оледенения. Это преимущественно моренные глины, суглинки и супеси, реже крупнозернистые пески. Территория их распространения находится между южными границами максимального продвижения Поозерского и Сож-

ского ледников. С поверхности они перекрыты песчаными и супесчаными водно-ледниковыми отложениями Поозерского ледника, а южнее границы максимального распространения – водно-ледниковыми отложениями Сожского ледника. *Верхнечетвертичные* отложения своим происхождением обязаны деятельности последнего поозерского ледника, который покрывал практически все Белорусское Поозерье. Почвообразующие породы здесь имеют очень сложный состав и характер залегания, определяемые разными стадиями наступления ледника и межстадиальными эпохами. Преобладают породы ледникового происхождения: моренные, водно-ледниковые, озерно-ледниковые. Белорусское Поозерье является районом максимального распространения *озерных* отложений в виде песков, глин, мергелей, сапропелей.

Из других пород голоценового возраста следует отметить *аллювиальные* и *болотные* отложения. Аллювиальные отложения встречаются в виде руслового, пойменного и старичного аллювия. Русловой аллювий представлен чаще отмытым, сортированным песком, пойменный аллювий содержит иловатые песчаные и глинистые породы, а в старичном аллювии кроме минеральных отложений (песков, супесей, суглинков) встречаются органо-минеральные (сапропели, мергель) и органические (торф) породы. Болотные отложения территории Беларуси представлены низинными, переходными и верховыми торфами. В их распространении имеется определенная закономерность. Основные массивы низинных торфяных болот приурочены к Белорусскому Полесью. Переходные и верховые торфяники распространены в Белорусском Поозерье и равнинах центральной части Беларуси.

Значительная часть (около 9 %) территории Беларуси занята *лёссами* и *лёссовидными породами*. Особенности этих пород являются: буроватая окраска, рыхлое сложение, высокая поглощательная способность, низкая водопропускная способность, что определяется, в первую очередь, тем, что фракция крупной пыли (0,05–0,01 мм) составляет от 40 до 70 %. На этих породах образуются дерново-палево-подзолистые почвы, которые по сравнению с дерново-подзолистыми почвами имеют более высокие естественное плодородие, большие запасы питательных веществ и лучшие водно-физические свойства.

Общая закономерность: при продвижении с севера на юг идет постепенное снижение доли тяжелых (глинистых и суглинистых) почв и увеличение легких (супесчаных и песчаных).

Биологический фактор формирования почв включает совместную деятельность растительных и животных организмов, интенсивность которой зависит от типа растительности и группы почвенной фауны и микроорганизмов. С типом растительности связан объем биомассы, а с микроорганизмами – интенсивность ее преобразования в органо-минеральные соединения, в т.ч. и гумус. Т.е. биологические факторы, и в первую очередь растительность, способствуют разделению почв по накоплению гумуса, мощности гумусового горизонта и, в конечном итоге, по их естественному плодородию.

В целом естественный растительный покров Беларуси занимает 65 % ее территории и представлен лесами (39 %), лугами (17 %), болотами (11 %) и кустарниками (3 %). Растительный покров имеет большую пестроту и сложную структуру. Это вызвано тем, что территория Беларуси находится на стыке двух геоботанических областей: Евроазиатской хвойно-лесной (таежной) и Европейской широколиственной. При продвижении с севера на юг идет постепенное сокращение темнохвойных (южно-таежных) лесов и увеличение широколиственно-сосновых.

Влияние естественного растительного покрова на почвы Беларуси отчетливо выражено, несмотря на высокую хозяйственную освоенность.

Согласно геоботаническому районированию территория Беларуси разделена на три геоботанических подзоны (дубово-темнохвойных, грабово-дубово-темнохвойных, широколиственно-сосновых лесов, которые отражают постепенное замещение темнохвойных лесов широколиственными при продвижении с севера на юг.

Луговой растительности также присуща территориальная закономерность распределения, которая отражается и на процессах почвообразования. Для *Поозерья* характерно преобладание суходольных мелкотравных лугов. В *Центральной* части Беларуси распространены низинно-суходольные и пойменно-суходольные луга. Первые из них представлены низинными осоко-

выми болотами и имеют низкую продуктивность, а, следовательно, и малое поступление в почву биологической массы. Вторые, более богатые за счет пойменных лугов. *Полесье* представлено низинными и пойменными лугами. Пойменные луга отличаются большой видовой насыщенностью и дают большой объем органического вещества для почвообразования.

Определенная закономерность имеется и в территориальном распределении *болот*. Белорусское Поозерье представлено в основном верховыми болотами. В Центральной части Беларуси распространены болота низинного и верхового типов, причем, при продвижении на восток для верховых болот возрастает. В Полесье распространены преимущественно крупные низинные болота с грунтовым водно-минеральным питанием.

В настоящее время все большее влияние на почвообразование оказывают **антропогенные факторы**. При с/х обработке, мелиорации, внесении удобрений и ядохимикатов, а также других видов хозяйственной деятельности происходит изменение строения естественного профиля почв, их физических и агрохимических свойств. Значительные площади почв используются для выращивания сельскохозяйственных культур, часть почв разрушается и изымается из природного цикла развития при строительстве различных объектов и дорог, при открытой добыче строительных полезных ископаемых, занимается под отвалы бытовых и промышленных отходов.

Осушительная мелиорация, крупные водозаборы для водоснабжения населенных пунктов и предприятий приводят к резкому снижению уровня грунтовых вод, обмелению рек и озер, и как результат – развития овражной и плоскостной эрозии, усиления эоловых процессов.

Время. Почвы Беларуси, сформировавшиеся на ледниковых отложениях, обычно имеют возраст не более 10 тыс. лет. Древние почвы разрушены ледником. Однако почвенный покров, развитый на отложениях перигляциальных областей, более древний. Процесс почвообразования мог идти синхронно с формированием наносов, как это имеет место в настоящее время в поймах рек. В Беларуси встречаются и более древние «погребенные» почвы. Однако они изучены недостаточно.

Классификация почв Беларуси.

При проведении крупномасштабных почвенных исследований на территории республики была разработана классификация А. Г. Медведева, М. П. Булгакова, Ю. И. Гавриленко (1960), согласно которой почвы с дифференцированным профилем отнесены к дерново-подзолистым и дерново-подзолистым заболоченным с делением на три подтипа по степени оподзоливания. Почвы, имеющие в профиле признаки гидроморфизма, отнесены к дерново-подзолистым заболоченным с делением на три подтипа (временно избыточно увлажняемые, глееватые и глеевые).

Последующие исследования в области диагностики и генезиса почв, обобщение материалов крупномасштабных почвенных исследований дали основания для дальнейшего развития классификации почв Беларуси. Ученые-почвоведы Н. И. Смеян, Т. А. Романова, И. Н. Соловей впервые охарактеризовали бурые лесные почвы Беларуси (1972). Г. С. Цытрон (1990) разработала первую классификационную схему антропогенно-преобразованных почв Беларуси, в которой они выделены на самом высоком таксономическом уровне (класс) с дальнейшим делением на типы и подтипы. Антропогенно-преобразованные почвы рассматриваются как самостоятельные почвенные образования, претерпевшие значительные изменения и утратившие свои классификационно-генетические признаки под влиянием хозяйственной деятельности.

Номенклатурный список почв Беларуси включает 13 основных типов почв. Генетический *тип* выделяется по ведущему процессу почвообразования, который находит отражение в строении почвенного профиля. На более низком таксономическом уровне последовательно определяют подтип, род, вид, разновидность и разряд почв. Деление почв на *подтипы* обусловлено проявлением дополнительных почвообразовательных процессов, которые накладываются на ведущий. На уровне *рода* почвы группируются по генезису и характеру строения почвообразующих пород, на уровне *вида* – по степени проявления процессов почвообразования, *разновидности* – по гранулометрическому составу почвообразующих и подстилающих пород. В таблице

4.1 приведена номенклатура основных типов почв Беларуси, а также соответствующих им «почвенных единиц» легенды Почвенной карты мира (классификация почв ФАО).

Таблица 4.1.

Типы и подтипы почв Беларуси

	Тип почв	Подтип почв
	Дерново-карбонатные (регосоли, рендзины)	Типичные Выщелоченные Оподзоленные
	Бурые лесные (камбисоли)	Остаточно карбонатные
	Подзолистые (подзосоли)	Собственно подзолистые
	Дерново-подзолистые (лювисоли)	Дерново-палево-подзолистые Дерново-подзолистые (белесые) Дерново-подзолистые эродированные Дерново-подзолистые окультуренные
	Подзолистые заболоченные	Подзолистые заболоченные
	Дерново-подзолистые забо- лоченные (подзолувисоли, альбе- лювисоли)	Поверхностно-оглеенные Грунтово-оглеенные Поверхностно-оглеенные осушенные Грунтово-оглеенные осушенные
	Болотно-подзолистые	Торфянисто-подзолисто-глеевые Торфянисто-подзолисто-глеевые осушенные
	Дерновые заболоченные (глейсоли)	Дерново-поверхностно-глееватые Дерново-поверхностно-глеевые Дерново-грунтово-глееватые Дерново-грунтово-глеевые Дерново-поверхностно-глеев(ат)ые осушенные Дерново-грунтово-глеев(ат)ые осушенные
	Торфяно-болотные низин- ные (гистосоли терриковые)	Торфяно-глеевые Торфяные Торфяно-глеевые осушенные Торфяные осушенные
0	Торфяно-болотные верховые (гистосоли ферриковые)	Торфяно-глеевые Торфяные Торфяно-глеевые осушенные Торфяные осушенные
1	Аллювиальные дерновые и дерновые заболоченные (флювисоли)	Неразвитые Оподзоленные Слабоглееватые Глееватые Глеевые Глееватые и глеевые осушенные
2	Аллювиальные болотные (флювисоли гистиковые)	Иловато-перегнойно-глеевые Иловато-торфяно-глеевые Иловато-торфяные Иловато-перегнойно-глеевые осушенные Иловато-торфяно-глеевые осушенные Иловато-торфяные осушенные
3	Антропогенно- преобразованные почвы (антросоли и др.)	Рекультивированные Антропогенно-деградированные Антропогенно-нарушенные Антропогенно-засоленные

По мере углубления и расширения почвенных исследований были предложены новые классификационные схемы почв Беларуси.

В 2004 г. была опубликована монография Т. А. Романовой «Диагностика почв Беларуси и их классификация в системе ФАО-WRB», которая вызвала оживленную дискуссию среди ученых-почвоведов. В основу предложенной автором классификационной схемы положен гидрологический подход. Так, на верхнем таксономическом уровне (класс, тип, подтип) почвы дифференцированы по характеру увлажненности и особенностям водного режима.

Далее (на уровне рода и подрода) учтены гранулометрический состав, строение и свойства почвообразующих пород и химический состав грунтовых вод. Различия почв на нижнем таксономическом уровне (вид, разновидность, вариант) обусловлены, по мнению автора, хозяйственным воздействием человека. Обособленно приводится классификация пойменных почв. Согласно Т. А. Романовой, к почвам автоморфного класса отнесены почвы следующих типов: неразвитые, дерново-карбонатные, бурые лесные и палевые. Как видим, в этом перечне отсутствуют почвы дерново-подзолистого типа, которые составляют основу традиционной классификации почв Беларуси.

В 2007 г. была предложена новая классификационная схема почв Беларуси в работе Н. И. Смеяна и Г. С. Цытрон «Классификация, диагностика и системный список почв Беларуси». По мнению авторов, главным принципом данной классификации является профилно-генетический факторный. Он предполагает разделение почв исходя, прежде всего, из строения их профиля, которое отражает процессы и факторы почвообразования.

Новая классификационная схема все разнообразие почв Беларуси распределяет в три отдела по соотношению природных и антропогенных факторов почвообразования: естественные, антропогенно-естественные и антропогенно-преобразованные. Классы выделены по преобладающему фактору почвообразования, подклассы – по строению профиля и основному процессу почвообразования. Так, естественные почвы разделены на 3 класса (автоморфные, полугидроморфные, гидроморфные) и 8 подклассов (табл. 4.2). Почвы антропогенно-естественные делятся на автоморфные, полугидроморфные и осушенные; почвы антропогенно-преобразованные – на агрогенные и техногенные.

Остальные таксономические единицы классификации (тип, подтип, род, вид, разновидность), в основном, близки соответствующим единицам традиционной схемы. Правда, при этом количество типов почв Беларуси возрастает до 52-х. Авторы предлагают дополнительно новую таксономическую единицу – *надподтип* – для характеристики степени гидроморфизма почв (например, слабogleеватые, глеевые). Отличительной чертой данной классификации является также характеристика антропогенно-преобразованных почв на всех таксономических уровнях.

Таблица

Классификация естественных почв Беларуси по Н. И. Смеяну и Г. С. Цытрон
(надтиповой уровень)

Таксон	Почвы							
Отдел	Естественные							
Класс	Автоморфные			Полугидроморфные			Гидроморфные	
Подкласс	Дерновые	Подзолистые	Аллювиальные дерновые	Полугидроморфные дерновые	Полугидроморфные подзолистые	Полугидроморфные аллювиальные	Болотно-подзолистые	Органо-генные

Схема почвенно-географического районирования включает следующие таксономические единицы: почвенно-климатический пояс, почвенно-климатическая область, почвенная зона, почвенная провинция, почвенный округ, почвенный район и подрайон.

В связи с тем, что вся территория Беларуси по мировому районированию М. А. Глазовской и А. Н. Геннадиева (1995), входит в одну умеренно-континентальную область подзолов, подзолистых, дерново-подзолистых и болотных почв, здесь могут быть выделены таксономические единицы только более низких рангов (провинции, округа, районы и подрайоны).

Учитывая особенности факторов почвообразования и дифференциации почвенного покрова, а также состав и свойства почв и характер их использования на территории Беларуси выделены следующие провинции: Северная, Центральная и Южная. Провинции делятся на почвенные округа, в пределах которых выделяются районы и подрайоны (рис. 5.4).

Почвенные округа включают в себя довольно крупные территории с одинаковым *генетическим типом рельефа* (или закономерным сочетанием нескольких генетических типов рельефа), обуславливающим определенные сочетания почвообразующих пород и структуру почвенного покрова. Кроме этого, они различаются особенностями местного климата и растительного покрова.

Под почвенно-географическим *районом* понимается территория, которая характеризуется определенным *сочетанием или комплексом почв* и связанной с ними совокупностью *мероприятий* по рациональному использованию территории и развитию плодородия.

Основой схемы районирования были областные почвенные карты, составленные по результатам крупномасштабных почвенных исследований, карты эродированных и заболоченных земель, рельефа местности, картосхемы климатических особенностей Беларуси.

Типы почв Беларуси

Дерново-карбонатные почвы (*регосоли, рендзины* в системе ФАО) формируются на карбонатных породах в результате дернового процесса почвообразования. Распространены в Беларуси повсеместно небольшими участками среди дерново-подзолистых почв (рис. 4.1).

Развиваются в автоморфных условиях при промывном типе водного режима. Особенности строения и свойства дерново-карбонатных почв Беларуси сильно зависят от характера почвообразующих пород, содержание карбонатов в которых может составлять от 40 до 95 %. К таким породам относятся: плотные известковые породы (доломиты, известняки, мел); пресноводные образования в виде мергелей, известковых туфов; карбонатная морена; лессы; водно-ледниковые отложения, подстилаемые с глубины полуметра мелом.

Исходя из особенностей почвообразования дерново-карбонатные почвы на уровне подтипа делят на типичные, выщелоченные и оподзоленные.

Типичные дерново-карбонатные почвы в автоморфных условиях обычно развиваются на плотных карбонатных породах. Наиболее крупные участки типичных дерново-карбонатных почв встречаются на юге Беларуси, где они приурочены к омергелеванным лессовидным суглинкам междуречья рр. Припять и Ствига, но небольшими участками распространены по всей территории страны.

Почвы существуют в условиях только атмосферного водного питания и низкой водоудерживающей способности карбонатного мелкозема. Дерновый процесс в них ведет к формированию небольшого, но хорошо выраженного гумусового горизонта (5-10 см), залегающего зачастую непосредственно на материнской породе – известняковом рухляке, переходящем в твердую карбонатную породу. В итоге профиль часто имеет вид **A₁-C**. Вскипание карбонатов от воздействия соляной кислотой наблюдается в пределах верхнего горизонта. Содержание гумуса составляет 4-6 %, горизонт насыщен карбонатами, обладает хорошими водно-физическими свойствами. Однако такие почвы зачастую непригодны для сельского хозяйства, покрыты неприхотливым разнотравьем с суккулентами, что свидетельствует о недостатке влаги в биоценозе.

Дерново-карбонатные *выщелоченные* почвы имеют наряду с гумусовым еще и иллювиальный горизонт **B (A₁B)**, который плохо выражен и представляет собой скорее переходный гори-

зонт от гумусового к материнской породе. Он имеет бурую окраску, уплотнен, с содержанием гумуса 3-4 %. Граница вскипания от HCl опускается по профилю до 40-60 см. Почвы обладают высоким плодородием, часто распаханы.

Дерново-карбонатные почвы в значительной степени распаханы, так как характеризуются высоким плодородием.

Бурые лесные почвы (*камбисоли* в системе ФАО) в Беларуси встречаются небольшими массивами и занимают повышенные, хорошо дренированные участки на рыхлых моренных или водно-ледниковых песчаных, песчано-гравийных породах. Формируются бурые почвы преимущественно под широколиственными и смешанными лесами с обилием кустарников и включением неморальной (западноевропейской) травянистой растительности, иногда под мертвопокровными типами леса.

Буроземообразование реализуется при благоприятном сочетании тепла и влаги, при отсутствии даже слабого анаэробноз. Почвы развиваются лишь на рыхлых породах, чаще на песках и супесях, с высокой водоудерживающей способностью. Влага в такой почве находится преимущественно в форме рыхлосвязанной воды, хорошо доступной растениям. Хорошие условия аэрации и высокая водопроницаемость почв обуславливает ярко-бурую или красно-бурую окраску подгумусовых горизонтов.

Отличительной чертой такого почвообразования является железистый метаморфизм: выветривание первичных силикатов освобождает железо, оксиды и гидрооксиды которого осаждаются пленками на других минералах и окрашивают подгумусовые горизонты почв (B_m) в характерный бурый цвет. Железистый метаморфизм сопровождается трансформацией вторичных почвенных минералов без значительного перемещения их по профилю.

Для морфологического строения почв характерны постепенные переходы между горизонтами и монотонная бурая окраска. Профиль имеет обычно вид $A_0-A_1-A_1B_m-B_m-(B_mC)-C$.

Лесная подстилка в почвах имеет малую мощность, состоит обычно из одногодичного опада (до 1 см), который содержит большое количество зольных элементов. Слабое накопление подстилки свидетельствует о высокой биологической активности микроорганизмов и мезофауны. Гумусовый горизонт обычно имеет мощность 6-10 см. Содержание гумуса довольно высокое (5-8 %), он характеризуется фульватно-гуматным составом с преобладанием гуминовых кислот, связанных с полутороксидами. Реакция среды –слабокислая при высокой степени насыщенности основаниями (65-70 %) за счет биогенного накопления кальция и магния в подстилке и гумусовом горизонте. Для почв характерна высокая общая пористость и хороший воздушный режим.

Оглеение для бурых лесных почв не свойственно, может присутствовать только на контакте пород или в нижней части профиля.

Подзолистые почвы (*подзосоли*) образуются под хвойной растительностью с моховым покровом в условиях промывного водного режима. В условиях Беларуси встречаются редко, приурочены к хорошо дренируемым участкам водоразделов, склонов надпойменных террас и задровых равнин, сложенных кварцевыми песками. Формируются под ельниками, реже сосняками черничными и мшистыми, чаще в северной и восточной частях страны. Ввиду крайне низкого плодородия они почти не используются в сельском хозяйстве и заняты, в основном, лесом.

Из-за обедненности почвообразующей породы и лесного опада зольными элементами в почвах очень слабо протекает процесс гумусонакопления и интенсивно процесс элювирования, что приводит к резкой дифференциации почвенного профиля. Профиль подзолистых почв имеет вид $A_0-A_1A_2-A_2-B_h-B_2-C$. Выделяют обычно оторфованную лесную подстилку темно-коричневого цвета мощностью 3-6 см; гумусово-подзолистый горизонт A_1A_2 пепельно-серого цвета (7-12 см), сильноокислый ($pH < 4,0$), с малым содержанием гумуса (до 1-1,5 %) и элементов питания; подзолистый пепельно-белый горизонт (6-27 см), очень кислый ($pH\ 3,4-3,8$) с незначительным содержанием любых металлических катионов. Ниже элювиального слоя в подзолистых почвах может встречаться иллювиально-гумусовый B_h горизонт буровато-желтого цвета, кислый, с содержанием гумуса 0,5-0,7 %, под которым залегают желтый растянутый иллюви-

альный горизонт В₂ с ортзандами и слабо отличающаяся от него светло-желтая почвообразующая порода. По мнению некоторых почвоведов, в подзолистых почвах Беларуси нет иллювиально-гумусового горизонта, и под горизонтом А₂ залегают менее кислые (рН 4,4-4,8) желтого с буроватым оттенком цвета горизонты В₁, В₂, а иногда и В_{3g}.

Подзолистые почвы отличаются низким содержанием гумуса с преобладанием в его составе фульвокислот, кислой реакцией среды и невысокой насыщенностью основаниями верхних горизонтов. Почвы бедны азотом, фосфором и калием, но содержат большое количество подвижных соединений железа и алюминия. Отличаются также плохими водно-физическими свойствами.

Среди подзолистых почв Беларуси помимо наиболее распространенных иллювиально-гумусовых выделяют еще неразвитые (на эоловых песках) и псевдофибровые (на слоистых песках).

В большинстве западноевропейских классификаций почв подзолистыми называют лишь почвы с наличием диагностического горизонта «сподик», обозначаемого В_h, то есть иллювиально-гумусового (альфегумусового), залегающего под светлым элювиальным горизонтом (подзолистым).

Т.А. Романова считает, что к числу подзолистых могут быть отнесены только почвы с четкой элювиально-иллювиальной дифференциацией профиля, обусловленной воздействием на почвообразующую породу специфических гумусовых веществ и промывного водного режима. Механизм оподзоливания состоит в разрушении минералов кислыми продуктами жизнедеятельности таежной растительности, мхов, грибной микрофлоры и высокомолекулярными органическими соединениями, образующимися при разложении растительного опада. По ее мнению, все подзолистые почвы полугидроморфные. Нисходящий водный перенос влаги проявляется в таких почвах весьма длительно, а в глеевых разностях – почти постоянно.

В смешанных лесах с травянистым и мохово-травянистым наземным покровом подзолистый и дерновый процессы почвообразования протекают одновременно, что приводит к формированию *дерново-подзолистых почв* (*палевые*, по Т.А. Романовой, *лювисоли* в системе ФАО), которые обладают благоприятными для растений свойствами и повышенным плодородием.

Для дерново-подзолистых почв характерен промывной водный режим, однако в условиях нашей страны он выражен не слишком четко, постоянное сквозное промачивание почвенной толщи чаще всего отсутствует. Некоторые авторы подвергают сомнению даже наличие периодического сквозного промывания почв на автономных позициях рельефа, особенно в южных и юго-западных районах Беларуси (Т.А. Романова, 2004).

Развиваются дерново-подзолистые почвы на породах разного генезиса и сложения в разнообразных условиях рельефа, что приводит к значительным вариациям их морфологии и свойств. Однако почвы имеют и ряд характеристик, которые их объединяют.

Характерной *морфологической* особенностью дерново-подзолистых почв является их четкая дифференциация на генетические горизонты:

А₀ - лесная подстилка. Состоит из растительных остатков различной степени разложения, ее мощность – от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

А₁ - гумусовый горизонт. Окрашен органикой в темно-серый или серый цвет, с глубиной по мере уменьшения гумуса окраска светлеет.

А₂ – подзолистый горизонт. Сильно выщелочен, содержит повышенное количество кремнезема, который придает горизонту белесую окраску. Часто горизонт бывает окрашен в палевый цвет за счет образования вторичных глинистых минералов. Подзолистый горизонт часто бесструктурный, в отдельных случаях имеет пластинчатую или листовую структуру. Его мощность в зависимости от степени оподзоленности изменяется от нескольких до десятков сантиметров.

В – иллювиальный горизонт. Представляет собой почвенный слой, в котором закрепляются вещества, выносимые из верхних горизонтов. Вследствие обогащенности железом и органическим веществом имеет красно-бурю окраску или темно-желтую, значительную плотность и твердость, на легких породах характеризуется наличием ржавых пятен и орштейнов.

С – почвообразующая порода.

Морфологические особенности почв находятся в тесной связи с их *химическими* свойствами. Эти почвы содержат мало гумуса, их верхние горизонты обеднены соединениями СаО, MgO, Fe₂O₃, и Al₂O₃, обогащены кремнеземом. Развитие подзолообразовательного процесса отчасти меняет гранулометрический состав почв – верхние горизонты вследствие выноса илистых частиц опесчаниваются, нижележащие – «оглиниваются». Почва мало насыщена основаниями, особенно ее верхние горизонты, где поглощенные катионы Н⁺ и Al³⁺ часто преобладают над Са²⁺ и Mg²⁺. В нижележащих горизонтах соотношение обменных катионов меняется в сторону увеличения кальция и магния.

Гумусовый горизонт маломощный; содержание гумуса в среднем составляет 1,5-2,5 %; в составе гумуса преобладают фракции гуминовых и фульвокислот, связанные с полуторными оксидами железа и алюминия.

Внутри типовые различия морфологических, химических и физических свойств дерново-подзолистых почв Беларуси в значительной мере обусловлены характером их почвообразующих пород.

Дерново-подзолистые почвы на глинах и тяжелых суглинках распространены преимущественно в Белорусском Поозерье на сравнительно молодых отложениях озерно-ледниковых низин и платообразных повышений, приподнятых над низинами. В строении профиля подобные почвы отличает слабая выраженность иллювиального горизонта, что свидетельствует о незначительной вертикальной миграции продуктов разрушения минералов из-за слабой водопроницаемости пород. Характеризуются различной, но чаще невысокой кислотностью, в верхнем горизонте содержат повышенное количество гумуса. В составе минералов более половины приходится на калийсодержащие гидрослюды. Данные почвы, по сравнению с другими дерново-подзолистыми, более обогащены микроэлементами.

В западной и центральной частях Беларуси под еловыми и смешанными лесами широко распространены *дерново-палево-подзолистые почвы*. Они приурочены к хорошо дренированным участкам и развиваются на породах преимущественно суглинистого и супесчаного состава. Отличительной особенностью таких почв является палевая окраска элювиального (подзолистого) горизонта, которая связана с образованием вторичных глинистых минералов типа гидрослюды. Характерным признаком таких почв является процесс перемещения илистых частиц из палевого в иллювиальный горизонт – «лессивирование», и, как результат, наличие текстурного иллювиального горизонта (В_т).

Дерново-палево-подзолистые почвы характеризуются небольшим содержанием гумуса (1,5-2,5 %), кислой реакцией, невысокой насыщенностью основаниями, сравнительно обогащены элементами питания.

В *дерново-подзолистых почвах, развивающихся на лессах и лессовидных суглинках*, палевость элювиального горизонта выражена особенно четко. Приурочены они к высоким эродированным водоразделам, занимают около 10 % территории Беларуси. Широко распространены на Минской, Ошмянской, Новогрудской возвышенностях, Копыльской гряде, Оршано-Могилевской равнине. Лессовидные суглинки имеют различную мощность: иногда десятки метров, но чаще до 1-2 м. Обычно наблюдается увеличение мощности лессовидных отложений от повышенных участков к понижениям. Особенностью лессовидных отложений является их тонкая пористость и высокая влагоемкость. Коэффициент фильтрации влаги в них ничтожно мал (менее 1 мм/сек), поэтому почвам свойственна низкая водопроницаемость и неблагоприятный водно-воздушный режим. Однако, в сельском хозяйстве аккумуляция влаги весьма полезна в сухие периоды вегетации. Такие почвы обладают самым высоким плодородием среди дерново-подзолистых почв Беларуси. Они удобны для использования, так как распространены большими массивами на выровненных участках рельефа, относительно богаты питательными элементами и обладают неплохими физическими свойствами.

Для почв характерна среднекислая реакция по всему профилю, невысокие емкость поглощения и насыщенность основаниями. Содержание гумуса невысокое, отношение гумусовых кислот к фульвокислотам (Сгк/Сфк) близко к единице.

Дерново-подзолистые почвы, развитые на моренных суглинках, приурочены к наиболее высоким грядам с типичным холмисто-моренным рельефом и широким моренным равнинам с волнистым рельефом, занимают примерно 4-5 % сельскохозяйственных земель.

Характеризуются высокой долей фракции мелкого и среднего песка – более 50 %, наличием хорошо выраженного подзолистого горизонта, более белесого цвета, чем на лессовидных или водно-ледниковых суглинках. Их профиль относительно короток, хорошо дифференцирован, мощность элювиальной толщи значительно меньше, чем на лессовидных отложениях, нижние горизонты часто обогащены карбонатами. Содержат малое количество гумуса и доступного для растений азота и фосфора, несколько лучше обеспечены калием.

Дерново-подзолистые почвы без палевого оттенка в подзолистом горизонте обычно относят к подтипу собственно дерново-подзолистых. Они развиваются под сосновыми и еловыми лесами на рыхлых водно-ледниковых, озерно-ледниковых и древнеаллювиальных породах.

Наиболее распространены *дерново-подзолистые почвы, развитые на водно-ледниковых супесях, подстилаемых мореной или песком*. Приурочены такие почвы к волнистым и слабоволнистым пониженным равнинам, встречаются повсеместно. Мощность супесчаной толщи редко превышает 0,7 м. Почвы характеризуются наличием осветленного подзолистого горизонта с желтым оттенком, обедненного подвижными формами железа и алюминия, основаниями, что свидетельствует о протекании подзолообразовательного процесса.

Содержание гумуса в таких почвах незначительное, реакция в естественных условиях кислая (рН горизонта А₁ – 3,1-4,8), нуждаются в известковании при использовании под пашню. Эти почвы отличает низкое содержание обменных оснований, элементов питания и малая емкость катионного обмена.

Дерново-подзолистые почвы формируются также на песчаных почвообразующих породах разнообразного генезиса. Более всего распространены *дерново-подзолистые почвы на водно-ледниковых песках* (9-10 % сельскохозяйственных земель). Они встречаются почти повсеместно участками различной величины, чаще приурочены к зандровым отложениям южнее границы поозерского оледенения.

Для почв характерны кислая реакция среды, незначительное содержание ила и даже физической глины, что обуславливает низкую емкость поглощения. Они слабо обеспечены калием и фосфором, обладают низкой пористостью.

Дерново-подзолистые почвы на древнеаллювиальных песках относятся к самым бедным почвам страны и занимают на сельскохозяйственных землях около 0,2 млн. га. Подзолистый горизонт в профиле выражен очень слабо из-за высокой водопроницаемости, в нижней части профиля характерны ржавые пунктуации и прожилки. Преобладает среднекислая (рН 4,5-5,0) реакция среды по всему профилю, почвы слабообеспечены гумусом, фосфором и калием. Водно-физические свойства плохие: большой объемный вес, низкая влагоемкость и гигроскопичность, порозность менее 40 %.

Неразвитые дерново-подзолистые рыхлопесчаные почвы на бугристых дюнных песках занимают 1,0-1,5 % территории Беларуси. Свыше 90 % этих малоплодородных почв занято сосновыми лесами. При распашке или неумеренном выпасе скота они легко превращаются в развеваемые ветром пески.

Дерново-подзолистые почвы – основная составляющая фонда пахотных земель Беларуси. На них приходится около 34 % сельскохозяйственных и 47 % пахотных земель.

Дерново-подзолистые заболоченные почвы (*псевдоподзолистые* по Т.А. Романовой, *подзолувисоли* – в системе ФАО, *альбелювисоли* – в системе WRB) имеют широкое распространение на территории Беларуси, занимая около трети площади сельскохозяйственных земель.

В естественных условиях на дерново-подзолистых заболоченных почвах, развивающихся на связных и двучленных с водоупором породах произрастают еловые леса, в южной части страны – сосновые и березовые с дубом и грабом.

В формировании почв участвуют дерновый, подзолистый и болотный почвообразовательные процессы в условиях продолжительного периодического переувлажнения. В теплый период года переувлажнение в таких почвах отсутствует, влага осадков быстро расходуется на испарение, и основное почвообразование происходит в условиях аэриоза. По степени выраженности болотного процесса почвы делятся на виды: *слабоглееватые* (с признаками временного заболачивания), *глееватые* (с пятнами оглеения, признаки заболачивания прослеживаются в нескольких генетических горизонтах), *глеевые* (с сильно выраженным сплошным глеевым горизонтом). Иногда слабоглееватые почвы относят к автоморфным дерново-подзолистым.

По строению генетического профиля дерново-подзолистые заболоченные почвы сходны с дерново-подзолистыми, однако в одном или нескольких горизонтах всегда отражены признаки заболачивания. Восстановительные процессы, вызванные переувлажнением, представлены в почвенном профиле зеленоватыми, голубоватыми или сизыми пятнами.

Почвы имеют кислую реакцию среды, содержат чаще 3-5, иногда до 7 % гумуса. Общее его количество существенно растет с увеличением степени гидроморфизма, гумус отличается высокая потечность (подвижность), даже в подзолистом горизонте. В составе гумуса преобладают фульвокислоты, особенно связанные с полутораоксидами. В целом состав гумуса – гуматно-фульватный.

По характеру водного режима дерново-подзолистые заболоченные почвы делятся на две группы:

- почвы, заболачиваемые поверхностными водами;
- почвы нижних частей склонов, заболачиваемые и поверхностно натекающими, и грунтовыми водами.

Поверхностно переувлажненные почвы (псевдоглеи) развиваются преимущественно на суглинистых породах. Распространены в понижениях с глубоким залеганием грунтовых вод. На них чаще всего произрастают ельники, черничные, реже кисличные или долгомошные. Почвы сильно выщелочены, содержат до 5-8% гумуса, имеют сильноокислую реакцию.

Степень переувлажнения почв зависит обычно от глубины залегания грунтовых вод: 1 м и ближе – глеевые, 100–170 см – глееватые, 150–200 см – слабоглееватых почв. Это определяет различия в водном режиме: в дерново-подзолистых слабоглееватых почвах зона активного водообмена составляет около 1 м, она смыкается с капиллярной каймой лишь эпизодически, в глееватых почвах – периодически, в глеевых – практически постоянно. Оглеение подзолистых горизонтов проявляется в виде охристых прожилок, белесых пятен, что говорит о непродолжительном локальном анаэриозе.

Болотно-подзолистые почвы развиваются в понижениях рельефа или приурочены к плоским равнинам, где накапливаются поверхностные воды. На рыхлых почвообразующих породах Полесья они образуются в местах близкого залегания грунтовых вод. Формируются болотно-подзолистые почвы под сосновыми долгомошно-черничными, еловыми и березовыми долгомошными, багульниковыми, сфагновыми лесами, особенно по краям верховых болот.

Почвообразование происходит под воздействием болотного и подзолистого процессов. Генетический профиль имеет вид $A_0 - T - (A_{1g}) - A_{2g} - B_h - B_g - G$. Под торфяным горизонтом Т мощностью 10-30 см может иногда располагаться маломощный гумусовый горизонт A_{1g} сизо-серого цвета. Ярко выражены в профиле подзолистый и иллювиально-гумусовый горизонты.

Эти почвы характеризуются кислой реакцией среды (рН 2,7-3,7). Они бедны илом, полуторфными оксидами и обогащены кремнеземом. Степень насыщенности основаниями в них не превышает 40 %. В иллювиально-гумусовом горизонте реакция менее кислая (рН 3,6-4,5), он содержит до 5 % гумуса фульватного состава. Такие характеристики свидетельствуют о низком плодородии болотно-подзолистых почв.

Подзолистые заболоченные почвы встречаются довольно редко, формируются на рыхлых бедных породах слабодренлируемых водоразделов и понижений под хвойно-мшистыми лесами. Образуют в структуре почвенного покрова комбинации с подзолистыми и болотно-подзолистыми почвами.

От дерново-подзолистых заболоченных почв отличаются почти полным отсутствием дернового процесса почвообразования. Морфологически они близки к подзолистым почвам, при этом один или несколько горизонтов несут следы избыточного увлажнения, а также в профиле может присутствовать иллювиально-гумусовый горизонт. Генетический профиль имеет вид $A_0 - A_{2g} - (B_h) - B_g - G(Cg)$.

Дерновые заболоченные почвы (глейсоли в системе ФАО) образуются под воздействием двух процессов почвообразования: дернового и болотного.

Формирование этих почв происходит преимущественно под луговой, а также под лесной растительностью особого состава. Преобладают леса черноольховые и широколиственные (ясеновые, кленовые) с дубом, на севере – еловые с ольхой серой и травянистым покровом. Для луговой растительности характерно участие в травостое мягких злаков (полевица белая, мятлик луговой и др.) и мелких осок. На таких почвах существуют лучшие по продуктивности луга, использование которых возможно без осушительных мелиораций (Романова, 2004). В Беларуси на долю дерновых заболоченных почв приходится около 10,2 % общей площади сельскохозяйственных земель.

По условиям рельефа почвы, в основном, приурочены к нижним частям склонов, ложбинам стока, окраинам крупных низинных болот или, наоборот, плоским приподнятым участкам среди болотных массивов. Очень важным условием развития дерновых заболоченных почв является наличие хотя бы слабого уклона поверхности, обеспечивающего поступление насыщенных кислородом вод, способствующих активной гумификации органики, и отток излишней влаги.

В зависимости от состава и строения почвообразующих пород формируются разные условия увлажнения почв: поверхностные или грунтовые. Дерновые заболоченные почвы *поверхностного оглеения* развиваются, преимущественно, на суглинистых и глинистых слабопроницаемых породах. Степень оглеения в них с глубиной уменьшается. Почвы *грунтового оглеения* развиваются на рыхлых породах легкого гранулометрического состава. Признаки оглеения в них с глубиной нарастают. Весной капиллярная кайма грунтовых вод в таких почвах выходит на поверхность, летом – достигает поверхности лишь на глеевых разностях (на глееватых находится в среднем на глубине 0,3 м, слабogleеватых – 0,5 м).

По степени выраженности болотного процесса почвы делятся на слабogleеватые, глееватые, глеевые. Генетический профиль дерново-глеевых и глееватых почв имеет вид $A_d - A_1 - B_g - G(Cg)$. Характерными морфологическими признаками являются наличие темноокрашенного оструктуренного гумусового горизонта значительной мощности (15 см и более), отсутствие подзолистого горизонта, голубоватая или серая окраска оглеенных подгумусовых горизонтов.

Типичными свойствами всех дерновых заболоченных почв считают высокую насыщенность основаниями по всему профилю и большую концентрацию гумуса в горизонте A_1 . В почвах связанного состава содержание гумуса достигает 10 %, а иногда 30 %. Гумус – высокоминерализованный, мягкого фульватно-гуматного состава ($C_{гк}/C_{фк}$ 2 и более) с преобладанием гуминовых кислот, связанных с кальцием. Для почв легкого гранулометрического состава характерно наличие темного гумусового горизонта не менее 15 см с содержанием гумуса 3,5-5,5 %. Реакция среды в дерновых заболоченных почвах может быть от слабокислой до нейтральной.

На карбонатных подстилающих породах при близком от поверхности залегании минерализованных почвенно-грунтовых вод развиваются *дерново-карбонатные заболоченные почвы*, в формировании которых участвует солончаковый процесс почвообразования. В летний период, когда расход воды из почвы превышает количество поступивших осадков, создаются условия

выпотного водного режима. В результате грунтовые воды, обогащенные катионами кальция и магния, поступают к поверхности почвы, где происходит аккумуляция карбонатных соединений. Нередко под гумусовым горизонтом может образоваться сплошной карбонатный горизонт. Профиль почв имеет строение $A_{kg} - B_{kG} - C_k$. Для таких почв характерны: высокая насыщенность основаниями по всему профилю, реакция среды от нейтральной до щелочной, значительное количество гумуса (до 15 %) фульватно-гуматного и гуматного состава. В номенклатурном списке почв Беларуси дерново-карбонатные заболоченные почвы образуют один тип с дерновыми заболоченными, потому что карбонатность рассматривается как явление вторичное – следствие химизма питающих вод.

Торфяно-болотные почвы занимают примерно пятую часть территории Беларуси, приурочены к пониженным элементам рельефа. Торфяно-болотные почвы – это почвы гидроморфного ряда. Их происхождение и развитие связано с условиями постоянного избыточного увлажнения: по меньшей мере в течение 200 дней в году влажность верхнего слоя почв превышает величину наименьшей влагоемкости.

Основным почвообразовательным процессом в формировании торфяно-болотных почв является болотный. В результате его происходит накопление органического вещества (торфа) и оглеение подстилающей минеральной части почвы. Важное значение имеет характер водного питания почв, в зависимости от которого почвы делятся на верховые (олиготрофные), низинные (эвтрофные) и переходные (мезотрофные). Болотные почвы низинного типа отличаются высоким потенциальным плодородием, почвы верховых болот имеют кислую реакцию среды, и их использование в сельском хозяйстве ограничено и нецелесообразно. Низинные болотные почвы шире представлены на юге Беларуси, верховые – на севере.

Торфяно-болотные почвы низинного типа (*гистосоли терриковые*) в Беларуси распространены достаточно широко и занимают, по разным данным от 11 до 18 % территории. Примерно половина из них осушена. Самые значительные площади торфяно-болотные низинные почвы занимают в районах Полесья и центральной части Беларуси, меньше их в районах Поозерья.

Почвы приурочены к плоским понижениям водоразделов, понижениям речных долин и озерных котловин с близким залеганием грунтовых вод. Накопление низинного торфа происходит при застаивании слабопроточных грунтовых вод и, достаточно часто, путем зарастания водоемов. В качестве растений-торфообразователей выступают разнообразные древесные, кустарниковые, травяные и моховые виды растений: береза пушистая, ольха черная, ель, отдельные виды ив, тростник, камыш, рогоз, осоки, мхи. В Беларуси выделено восемь основных видов торфа низинного типа: древесный, древесно-осоковый, древесно-тростниковый, осоковый, тростниковый, тростниково-осоковый, осоково-гипновый, гипновый.

По химическому составу торфяные почвы низинного типа отличаются, прежде всего, богатством органическим веществом (зольность 8–16 %) и азотом (до 3 %), однако они бедны калием и фосфором, а также микроэлементами (медь, кобальт, молибден). Имеют обычно благоприятную для растений реакцию среды ($pH_{KCl} > 4$). Степень насыщенности основаниями достигает 70–80 %. Степень разложения торфа колеблется от 25 до 60 %.

Осушенные и освоенные под пашню торфяно-болотные низинные почвы имеют значительное эффективное плодородие и являются первоочередным объектом мелиорации ввиду богатства органическим веществом и азотом.

В Беларуси актуальной является проблема сработки торфа при сельскохозяйственном использовании почв. Главной ее причиной может быть быстрая гумификация и минерализация органического вещества. В настоящее время ученые разрабатывают разнообразные технические приемы, направленные на уменьшение потерь органического вещества при пахотном использовании осушенных торфяных почв.

Торфяно-болотные почвы низинного типа делятся на четыре подтипа: *торфяно-глеевые* (торфянисто-глеевые и торфяно-глеевые с мощностью торфа до 30 см и 30–50 см соответствен-

но), *торфяные* (мало-, среднемощные и мощные с мощностью торфа 50-100 см, 100-200 см и более 200 см, соответственно), *торфяно-глеевые освоенные* и *торфяные освоенные*.

Торфяно-болотные почвы верхового типа (*гистосоли ферриковые*) занимают 2,1% территории Беларуси. Распространены преимущественно в северной части страны, где приурочены к замкнутым котловинам водоразделов, пологим склонам террас с близким от поверхности уровнем грунтовых вод.

Торфяно-болотные почвы верхового типа формируют растения, довольствующиеся поступлением влаги только из атмосферных осадков. К числу таких растений относятся прежде всего сфагновые мхи и кустарнички (багульник, вереск, клюква, подбел), а также пушица, сосна и береза пушистая.

Торфяные почвы верхового типа обладают чрезвычайно кислой реакцией среды (pH_{KCl} 3,2-4,2, а иногда и 2,5), обеднены кальцием и питательными элементами (содержание азота всего 1-2 %), имеют очень слабую насыщенность основаниями (10-20 %).

Торфяно-болотные почвы верхового типа под распашку непригодны, их экологическое и природоохранное значение намного превышает их оценку с точки зрения возможностей сельскохозяйственного использования. Торф этих болот может быть использован на подстилку скоту, топливо и для приготовления щелочных компостов.

Аллювиальные дерновые и дерново-карбонатные заболоченные и аллювиальные болотные почвы формируются в условиях речных пойм под воздействием дернового и болотного процессов почвообразования и их сочетаний.

Ежегодное затопление пойм водами весенних разливов и паводков создает достаточно самостоятельную категорию почв. Своеобразие их заключается в том, что процессы почвообразования и породообразования протекают одновременно, причем отлагающиеся осадки уже подвергались почвообразованию, поэтому процесс формирования аллювиальных почв происходит очень быстро. С водоразделов в поймы сносится органическое вещество почвы, химизм речных и грунтовых вод в поймах определяет характерные черты почвенного профиля (карбонатность, охристость или оруденелость). Это предопределяет развитие в поймах преимущественно дерновых заболоченных почв, сходных с почвами междуречий. В районах интенсивной распашки и осушительной мелиорации короткие бурные половодья обедняют почвы питательными элементами и предопределяют формирование преимущественно грубого, обедненного органическими веществами аллювия.

Пойменные почвы Беларуси согласно номенклатурному списку объединены в два типа:

- аллювиальные дерновые и дерновые заболоченные,
- аллювиальные болотные.

Аллювиальные (пойменные) дерновые и дерновые заболоченные почвы (в системе ФАО *флювисоли*) занимают свыше 60 % от общей площади всех пойменных почв в республике (около 3,7 % площади сельскохозяйственных земель).

Приурочены преимущественно к прирусловой и центральной частям пойм. Наиболее характерными особенностями почв являются слоистый характер почвообразующих отложений, отсутствие или слабое развитие подзолообразовательного процесса, формирование мощного гумусового горизонта.

В соответствии с принятой классификацией среди аллювиальных почв на уровне *подтипа* выделяются следующие почвы: аллювиальные неразвитые, аллювиальные дерновые оподзоленные, аллювиальные дерновые слабogleеватые, аллювиальные дерновые глееватые и аллювиальные дерновые глеевые. В отдельный подтип выделены аллювиальные дерновые глееватые и глеевые осушенные почвы.

Аллювиальные *неразвитые* почвы формируются в прирусловой пойме на песчаных гривах под чахлым прерывистым травянистым покровом. Их профиль не дифференцирован на генетические горизонты. Выделяется только небольшой горизонт A_1 с низким содержанием гумуса (0,05-0,25 %).

Типичный генетический профиль *аллювиальной дерновой глееватой* почвы имеет вид $A_d - Al_1A_1 - Al_1Bg - Al_2g - Al_3g$.

По строению профиля и химическим свойствам почвы близки к соответствующим аналогам водоразделов. Аналитические данные показывают, что чем в большей степени развит болотный процесс в аллювиальных почвах, тем меньше в них показатель плотности сложения, выше порозность и влагоемкость. Соответственно в химическом составе почв уменьшается содержание фосфора, калия и кремнезема, но увеличивается содержание кальция. Используется преобладающая часть пойменных почв как естественная кормовая база. В большинстве своем они обладают высоким естественным плодородием, и при соблюдении правильного режима использования дают высокие урожаи трав. Наиболее пригодны для использования в качестве лугов участки центральной части пойм, обладающие наиболее благоприятным водным режимом и плодородными почвами.

Аллювиальные болотные почвы (в системе ФАО *флювисоли гистиковые*) составляют примерно 40 % всех пойменных почв Беларуси и отличаются от других торфяно-болотных почв значительным приносом илистых частиц талыми водами, поэтому их иногда называют иловато-болотными. Они формируются на наиболее пониженных участках притеррасной и, реже, центральной поймы (на месте заросших стариц). Обычно они покрыты болотными (камыш озерный, мятлик водяной, осоки, стрелолист, канареечник, ирис-касатик, ежеголовник ветвистый) и другими травами.

По сравнению с аналогичными внепойменными почвами аллювиальные торфяно-болотные почвы имеют более высокую степень зольности, они богаче азотом, фосфором и некоторыми другими питательными веществами. Торф аллювиальных торфяно-болотных почв схож с низинным, но в нем выше показатели степени разложения и зольности. По ботаническому составу доминируют торфа тростниковые и древесные, но встречаются и осоковые, осоково-гипновые. Объемная масса торфяных горизонтов почв обычно составляет 0,12-0,17 г/см³, порозность достигает 90 % от объема почвы, что определяет высокую влагоемкость – 500- 900 %. Реакция среды, как правило, слабокислая или нейтральная ввиду жесткости грунтовых вод. Типичны случаи, когда отдельные горизонты или вся толща почв сильно насыщены известью или железом, реже с примесью вивианита, что ведет к образованию торфотуфов, оруденелых торфов, торфовивианита.

Аллювиальные болотные почвы обладают очень высоким потенциальным плодородием. Они пригодны после осушения для возделывания самых требовательных культур, выращиваемых в Беларуси, например, овощных.

Среди аллювиальных болотных на уровне *подтипа* выделяются следующие почвы: иловато-перегнойно-глеевые, иловато-торфяно-глеевые, иловато-торфяные, а также иловато-перегнойно-глеевые осушенные, иловато-торфяно-глеевые осушенные и иловато-торфяные осушенные.

Наиболее характерными диагностическими признаками *аллювиальных болотных* почв являются: наличие торфяных или иловатых (с содержанием гумуса более 10 %) горизонтов, невысокая кислотность из-за преобладания жестких вод, более высокую степень разложения по сравнению с водораздельными торфяниками.

Антропогенно-преобразованные почвы (*антросоли*) формируются при воздействии человека на почву. С увеличением масштабов хозяйственной деятельности стало возможным говорить о самостоятельном культурном процессе почвообразования, который развивается все сильнее при интенсификации земледелия и техногенеза. Антропогенно-преобразованные – это почвы, претерпевшие глубокую трансформацию под влиянием хозяйственной деятельности человека и в значительной степени утратившие свои естественные признаки и качества.

Традиционно в Беларуси к антропогенно-преобразованным относят окультуренные и нарушенные почвы. Согласно номенклатурному списку на уровне подтипа к ним относятся следующие почвы: *рекультивированные, деградированные* (дренированные: дегроторфяные и дегродерновые, деградированные эродированные, *нарушенные* (при добыче полезных ископаемых и в ре-

зультате других земляных работ), *засоленные* (в том числе загрязненные), *вторично-заболоченные*.

В почвенном покрове сельскохозяйственных земель антропогенно-преобразованные почвы занимают 3,4 %, среди них преобладают деградированные и нарушенные. Среди деградированных торфяных почв преобладают *торфяно-минеральные*, в которых содержание органического вещества в пахотном горизонте колеблется от 50 до 20 %.

Результатом прогрессивного воздействия человека на почву является окультуренная почва (*агрозем культурный*), то есть почва, сформированная в результате активной сельскохозяйственной деятельности, направленной на повышение плодородия, с учетом ее природных особенностей. В условиях Беларуси агроземы культурные формируются под влиянием длительного внесения высоких доз минеральных и органических удобрений, проведения известкования, в результате чего почвы приобретают аккумулятивное строение профиля, в котором гумусовый горизонт становится мощнее за счет нижележащих горизонтов (например, включает в себя элювиальный горизонт A₂). В результате профиль почвы имеет следующий вид: **РК** (агрокультурный)-**В-ВС-С(D)**. Для таких почв характерен мощный (около 40 см) гомогенизированный темно-серый пахотный горизонт с комковато-зернистой хорошо выраженной структурой, обогащенный гумусом (3-5 и более %) и питательными элементами. Показатели кислотности, степени насыщенности основаниями в горизонте РК имеют оптимальные значения для почв соответствующего гранулометрического состава.