

# **ПОЧВОВЕДЕНИЕ**

для спец. 2604 “лесное и лесопарковое хозяйство”  
для среднего и профессионального образования

под общей редакцией  
д-р с.-х. наук. член-корр. РАСХН, проф. Рожкова В.А.

авторы:

**Кормилицына О.В., доцент, канд. с.-х. наук**

**Мартыненко О.В., ст. преп.**

**Карминов В.Н., доцент, канд. с.-х. наук**

**Сабо Е. Д., профессор, д-р техн. наук**

**Бондаренко В.В., доцент, канд. биол. наук**

Москва – 2006

УДК

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Почвоведение на современном этапе играет особенно значительную роль как фундаментальная естественноисторическая наука, обеспечивающая нужды сельского, лесного, водного, коммунального хозяйства и других отраслей экономики. Почвоведение занимает важнейшее место в решении вопросов устойчивости биосферы в эпоху прогрессивного роста антропогенной нагрузки на природные экосистемы, поскольку стабильное развитие биосферы планеты непосредственно связано с устойчивостью ее почвенного покрова.

Основная задача лесоводов – выращивание продуктивных и устойчивых лесов. Этого можно добиться, если каждая древесная порода, входящая в состав насаждений, будет соответствовать лесорастительным условиям, которые в свою очередь в значительной степени зависят от почв. Почвы определяют состав, устойчивость, продуктивность и возобновление лесов, так как они обладают различным плодородием, физико-химическими свойствами, содержат разное количество воды и питательных веществ.

В учебнике рассматриваются основные вопросы и понятия почвоведения, роль рельефа, геологического строения и соответствующих им материнских пород в процессах почвообразования, так как от них в большей степени зависит рост леса.

Изучение основ почвоведения во многом облегчит усвоение курсов лесоводства, лесных культур, таксации, поможет понять взаимосвязь между почвами и растениями.

Учебник создан коллективом кафедры Почвоведения Московского государственного университета леса на основе читаемых многие годы лекций по данному предмету под общей редакцией д-ра с.-х. наук, чл.-корр. РАСХН, проф. В.А. Рожкова. Раздел 1 “Основы геологии” написан канд. с.-х. наук, доц. О.В. Кормилицыной и канд. биол. наук, доц. В.В. Бондаренко. Раздел 2 “Образование, состав и свойства почв ” и раздел 3 “Почвы” написаны совместно канд. с.-х. наук, доц. О.В. Кормилицыной, ст. преподавателем О.В. Мартыненко, канд. с.-х. наук, доц. В.Н. Карминовым. Раздел 4 “Влияние лесохозяйственных мероприятий на почву” написан д-ром техн. наук, проф. Е.Д. Сабо.

Во введении традиционно рассматриваются предмет и задачи науки, понятие о почве, методы исследования в почвоведении, история почвоведения.

В первой части описаны факторы почвообразования, систематика элементарных процессов почвообразования; во второй части изложены вопросы общего почвоведения: морфология, состав, свойства, режимы почв и их роль в почвенном плодородии. Третья часть посвящена основам классификации и географии почв, характеристике условий почвообразования. В отдельной главе рассмотрена методика полевого исследования почв и их картографирование. В четвертой, заключительной части рассмотрены основные аспекты влияния лесохозяйственных мероприятий на важнейшие почвенные свойства.

## ВВЕДЕНИЕ

Леса покрывают обширные территории нашей страны. В их составе насчитываются десятки различных древесных пород, каждая из которых нуждается в определенных лесорастительных условиях. Некоторые породы – сосна, кедр, лиственница – хорошо растут на легких песчаных сравнительно бедных почвах, другие предпочитают суглинистые почвы. Несоответствие почвенных условий экологическим требованиям древесных пород ведет к ухудшению их роста, резкому снижению продуктивности насаждений. Поэтому все работы в лесу, начиная с выбора породы для каждого конкретного участка и кончая рубками ухода, необходимо проводить с учетом почвенных условий. В связи с этим специалисты лесного хозяйства должны хорошо знать почвы, чтобы своей хозяйственной деятельностью положительно влиять на их лесорастительные свойства. Необходимые для этого знания они могут почерпнуть из курса почвоведения.

**Почвоведение** – это наука о почвах, их образовании, строении, составе и свойствах; о закономерностях их географического распространения; о процессах взаимосвязи с внешней средой, определяющих формирование и развитие главного свойства почв – плодородия; о путях рационального использования почв в сельском и лесном хозяйстве. Эта наука тесно связана с другими дисциплинами, изучаемыми студентами лесных техникумов, такими, как лесоводство, лесные культуры и др.

Почвоведение как научная дисциплина сформировалась в России в конце XIX столетия благодаря трудам выдающихся русских ученых В.В. Докучаева, П.А. Костычева, Н.М. Сибирцева, а также их учеников и последователей. Однако и раньше почвы привлекали внимание ученых и земледельцев.

В ранний период интерес к почвам определялся, прежде всего, их практической значимостью как объекта обработки в целях получения урожая продовольственных и кормовых культур. Обработывая землю, человек научился отличать хорошие почвы от плохих. Еще в сочинениях древнегреческих философов Аристотеля и Теофраста встречается деление земель на прекрасные, хорошие, плодородные, приемлемые, истощенные, бедные и бесплодные. Аналогичную оценку земель можно найти и в русских «Писцовых книгах» XV–XVI веков, которые содержат описание земельных угодий Московской Руси. В них земли делятся на «добрые», «средние», «худые» и «добре худые».

Почвоведение как наука имеет определяющее значение в лесном хозяйстве, поскольку почва является средой, обеспечивающей произрастание леса. Именно почва при прочих равных условиях определяет состав естественных насаждений, от нее зависят скорость роста и производительность всех без исключения лесобразующих пород, технические качества древесины

и степень устойчивости леса к различным вредителям и болезням. Эту зависимость люди заметили давно. Еще в самом начале XVIII века один из сподвижников Петра I, президент Российской академии наук А.А. Нартов в статье «О посеве леса» писал, что «ель и сосна имеют в себе такое свойство, что сосна на сухой, а ель на сырой земле во сто лет весьма хорошим и к строению полезным бревном вырасти может, а растущая на сырой земле сосна во столько же лет едва до 6 фут (около 1,7 м) достигнет, к строению непрочную бывает и по большей части криво растет». Большой интерес к почвам стал проявляться в европейских странах в связи с развитием капиталистических отношений. Именно тогда возникли различные теории питания растений: сначала солями из почвы (Бернар Палисси), затем только водой (Ван Гельмонт). Эти теории господствовали вплоть до начала XIX века, когда их сменила так называемая «гумусовая теория» А. Теера. Она сводилась к тому, что растения непосредственно усваивают из почвы содержащиеся в ней органические вещества. Впоследствии, эта теория была полностью опровергнута немецким ученым-химиком Ю. Либихом 1840.

Ю. Либих путем сжигания растений и определения состава золы установил, что в процессе своей жизни растения поглощают из почвы различные минеральные вещества, в том числе фосфор, калий, кремний и др. Он не нашел в золе только азота, который улетучивается при сгорании растений. В связи с этим он рекомендовал для восстановления плодородия пахотных почв вносить золу. Азоту Ю. Либих не придавал большого значения, в чем и заключалась одна из его ошибок. Позднее он разработал состав минерального удобрения и сам изготовил его, но потерпел неудачу. Его удобрение не содержало азота и к тому же не растворялось в воде, а потому было недоступно растениям. И все же, несмотря на ошибки, работы Ю. Либиха внесли большой вклад в развитие агрономической науки и положили начало современной агрохимии.

С середины XIX века в Западной Европе стали господствовать агрогеологические направления в познании почв. К почвам в это время относили верхний разрыхленный слой плотных пород или наносов, содержащий перегнившие остатки растительного и животного происхождения. В этот период началось раздельное, не увязанное друг с другом, изучение физических и химических свойств почв. Такой подход был односторонним, но все же он внес определенный вклад в познание почв и способствовал развитию методов их исследования.

В России в этот период также уделялось внимание изучению почв. Еще в середине XVIII века великий русский ученый М.В. Ломоносов впервые высказал идею о происхождении почв из горных пород. Он писал: «И



В. В. Докучаев (1846—1903).

каменные горы часто показывают на себе зелень мху молодого, которая после чернеет и становится землею; земля, накопляясь долгою времени, служит после к производству крупного мху и других растений». Однако систематическое изучение почв в России началось с организации в конце XIX века особой комиссии для разработки программы и проведения исследований русского чернозема. В нее вошел **В.В. Докучаев** – молодой ученый Петербургского университета, уже хорошо известный своими трудами по геологии.

В результате четырехлетних (1877–1881 гг.) исследований он собрал большой материал и написал книгу под названием «Русский чернозем». В этом труде В.В. Докучаев впервые изложил теорию образования черноземов, описал их морфологические признаки и свойства, осветил географические закономерности распространения и даже рекомендовал мероприятия по повышению их плодородия. Здесь же В.В. Докучаев высказал и обосновал идею о том, что **почва** является самостоятельным природным телом, формирующимся под влиянием сложного взаимодействия пяти природных факторов: климата, рельефа местности, растительного и животного мира, почвообразующих пород и времени.

В 1882 г. В.В. Докучаев приступил к новой большой работе – изучению почв Нижегородской губернии с целью их сельскохозяйственной оценки. Вместе с ним работали его ученики Н.М. Сибирцев, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, А.Н. Краснов, В.П. Амалицкий, которые впоследствии стали крупными учеными – почвоведом, геологом, ботаником.

Изучение почв Нижегородской губернии продолжалось до 1886 г. и завершилось опубликованием 14-томного труда под названием «Материалы по оценке земель Нижегородской губернии», в первом томе, которого В.В. Докучаев предложил классификацию почв и впервые детально изложил основы новой науки – почвоведения.

Одно из первых положений, выдвинутых В.В. Докучаевым, гласит, что почвы нельзя относить ни к одной из установленных уже категорий естественноисторических образований. Они являются совершенно особыми, совершенно самостоятельными естественноисторическими телами. Здесь же он дает определение понятия «почва». «Я предложил бы разуметь под почвой исключительно только те дневные или близкие к ним горизонты горных пород (все равно каких), которые были более или менее естественно изменены взаимным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов – живых и мертвых, что и сказывается известным образом на составе, структуре и цвете таких образований. Где этого условия нет, там нет и естественных почв, а есть или искусственная смесь, или горная порода».

Докучаев рассматривал почвы как тела, находящиеся в постоянном развитии. Он открыл закон вечной изменчивости почв во времени и пространстве и создал первую научную классификацию почв на основе их признаков и свойств.

В.В. Докучаев сформулировал законы географического распределения почв, то есть их размещения на земной поверхности. Он впервые обосновал так

называемое зональное распределение почв на земном шаре. Суть его заключается в том, что территории, занятые почвами разных типов, образуют обширные пояса, тянущиеся в широтном направлении подобно климатическим зонам. Эта закономерность является лучшим доказательством роли климата в почвообразовании. На горных территориях В.В. Докучаев выявил вертикальную зональность почв, выражающуюся в размещении их поясами, сменяющимися друг друга по мере увеличения высоты над уровнем моря. Совокупность всех изложенных выше понятий и идей В.В. Докучаева и составила основу научного генетического почвоведения.

Одновременно с В.В. Докучаевым работал другой выдающийся русский ученый – П.А. Костычев. Его трудами заложены научные основы агрономического почвоведения. Совместное изучение почвы и растений в их тесной взаимной связи, а также хорошее знание сельского хозяйства позволили П.А. Костычеву сделать ряд ценных теоретических обобщений в области почвоведения и земледелия.

П.А. Костычев определял почву как верхний слой земной поверхности, на глубину которого распространяется основная масса корней растений, подчеркивая тем самым тесную связь почвообразования с жизнедеятельностью растений. Он первым выдвинул положение о том, что образование гумуса связано с жизнедеятельностью микроорганизмов.

Особенно большое значение имеют работы П.А. Костычева по изучению скорости разложения растительных остатков в зависимости от температуры и влажности, физических свойств почвы, а также наличия извести. Он тесно связывал все приемы агротехники со свойствами почв и подчеркивал необходимость видоизменять приемы обработки в зависимости от климатических условий. В работе «Почвы черноземной области России» им рассмотрены особенности гумусообразования и изложена система мероприятий по повышению плодородия черноземных почв.

В конце XIX века почвоведение проникло в качестве самостоятельной дисциплины в высшую школу. В 1894 г. В.В. Докучаев, будучи директором Ново-Александровского сельскохозяйственного института (сейчас город Пулавы, Польша), учредил первую кафедру почвоведения, заведующим которой стал его ближайший ученик и соратник профессор Н.М. Сибирцев.

Н.М. Сибирцев систематизировал и развил основы учения В.В. Докучаева о почве. Он конкретизировал определение понятия почва, выделив на первый план взаимодействие растительности и горных пород в различных условиях климата и рельефа, а также внес существенные изменения в классификацию почв. В 1900 г. вышел первый учебник Н.М. Сибирцева – «Почвоведение», в основу которого было положено докучаевское учение о почве.

Первые годы XX века ознаменовались широким развитием почвенных исследований, предпринимавшихся с целью оценки почв и изучения новых территорий. Среди них следует назвать работы К.Д. Глинки, С.С. Неуструева, Л.И. Прасолова.

К.Д. Глинка руководил с 1908 по 1915 год почвенно-ботаническими исследованиями в Азиатской части России по заданию Главного

переселенческого управления. В этот период им написаны труды, посвященные выветриванию горных пород, генезису и классификации почв. Затем К.Д. Глинка работал заведующим кафедрой почвоведения в Ново-Александрийском, Воронежском и Ленинградском сельскохозяйственных институтах. Он создал фундаментальный учебник по почвоведению, который выдержал шесть изданий.

С.С. Неуструев – крупный почвовед-географ, автор многих книг и статей, посвященных изучению почв Заволжья, Средней Азии и других регионов. Он составил первый оригинальный курс «Элементы географии почв», в котором почвы рассматривал как неотъемлемый и самый характерный элемент ландшафта, отражающий влияние всех других элементов, его составляющих. Л.И. Прасолов также известен как почвовед-географ. Он внес большой вклад в изучение географических закономерностей распространения почв, разработал учение о провинциальных особенностях почвообразования и создал картографическое направление в почвоведении.

В начале XX века начал свои исследования и К.К. Гедройц. Он обогатил почвоведение крупными работами в области почвенных коллоидов и поглотительной способности почв, генезиса и эволюции солонцов и солодей. Будучи выдающимся химиком, он создал первое руководство «Химический анализ почвы». К.К. Гедройц разработал и обосновал теоретические методы известкования и фосфорирования кислых почв, гипсования солонцов, промывки солончаков. Труды его были новым этапом в развитии почвоведения и легли в основу современных концепций процессов почвообразования и способов повышения плодородия почв.

В апреле 1927 г. по решению общего собрания Академии наук СССР был организован Почвенный научно-исследовательский институт, который в 1934 г. был переведен из Ленинграда в Москву. Этому институту было присвоено имя В.В. Докучаева. В его стенах работали такие известные почвоведы, как Б.Б. Полынов, И.В. Тюрин, А.А. Роде, С.С. Соболев и многие другие.

Научные интересы Б.Б. Польшова – выдающегося ученого были направлены на изучение выветривания горных пород и почвообразования. Эти процессы получили освещение в его фундаментальной монографии «Кора выветривания». Б.Б. Польшову принадлежит создание биогеохимического направления в почвоведении и учения об элементарных ландшафтах.

Почвовед-географ, автор оригинальной методики изучения состава гумуса И.В. Тюрин в монографии «Органическое вещество почвы» изложил свою концепцию образования гумусовых веществ специфической природы.

Большой вклад в развитие почвоведения внесли ученые, возглавившие так называемое агрономическое направление. Среди них после П.А. Костычева следует назвать В.Р. Вильямса и Д.Н. Прянишникова.

В.Р. Вильямс связал естественный почвообразовательный процесс с проблемой плодородия почв, а задачи почвоведения – с задачами земледелия. Он объединил генетическое почвоведение В.В. Докучаева и агрономическое почвоведение П.А. Костычева. Свои исследования в области теоретического почвоведения он связывал с решением практических вопросов сельского



хозяйства. Им была разработана и внедрена в производство так называемая травопольная система земледелия. Большое внимание при этом В.Р. Вильяме уделял проблеме образования гумуса почв.

Д.Н. Прянишников известен как основатель отечественной школы агрохимии. Ему принадлежит видная роль в изучении условий питания растений, разработке методов внесения удобрения и химизации земледелия. В 30—80 годы в нашей стране широко проводились исследования как фундаментального, так и прикладного характера. Среди них можно назвать изучение органического вещества почвы (М.М. Кононова, Е.А. Александрова, В.В. Пономарева, Д.С. Орлов и др.), почвенных процессов и режимов (А.А. Роде, И.Н. Скрынникова, И.С. Кауричев, Е.А. Афанасьева и др.), агрофизических и мелиоративных свойств (Н.А. Качинский, В.А. Ковда, Л.П. Розов, В.В. Егоров и др.), физико-химических и химических свойств (А.Н. Соколовский, И.Н. Антипов-Каратаев, Н.И. Горбунов и др.), а также эрозии почв и разработку методов борьбы с ней (С.С. Соболев, М.Н. Заславский и др.), совершенствование диагностики и классификации почв (И.П. Герасимов, Е.Н. Иванова, Н.Н. Розов, В.М. Фридланд и др.), методов картографирования и изучения структуры почвенного покрова (В.М. Фридланд).

Почвоведение как наука имеет определяющее значение в лесном хозяйстве, поскольку почва является средой, обеспечивающей произрастание леса. Именно почва при прочих равных условиях определяет состав естественных насаждений, от нее зависят скорость роста и производительность всех без исключения лесообразующих пород, технические качества древесины и степень устойчивости леса к различным вредителям и болезням. Эту зависимость люди заметили давно. Еще в самом начале XVIII века один из сподвижников Петра I, президент Российской академии наук А.А. Нартов в статье «О посеве леса» писал, что «ель и сосна имеют в себе такое свойство, что сосна на сухой, а ель на сырой земле во сто лет весьма хорошим и к строению полезным бревном вырасти может, а растущая на сырой земле сосна во столько же лет едва до 6 фут (около 1,7 м) достигнет, к строению непрочною бывает и по большей части криво растет». В последующие годы взаимоотношению между почвой и лесом уделяли внимание А.Ф. Рудзкий, Г.Ф. Морозов, Г.Н. Высоцкий, В.Н. Сукачев и другие исследователи.

А.Ф. Рудзкий предложил делить лесные насаждения на отделы, получившие в дальнейшем наименование типов леса, в зависимости от естественноисторических условий (местоположение и почвы). Это предложение открыло путь к более детальному изучению лесных почв, однако общее состояние науки в те годы не позволило реализовать его с необходимой полнотой.

В 1892 г. по инициативе В.В. Докучаева была организована особая экспедиция лесного департамента, в задачи которой входила разработка мероприятий по организации водного и лесного хозяйства на юге России. В связи с этим были созданы научные стационары. Стационар в Каменной степи возглавил известный впоследствии лесовод Г.Ф. Морозов, а в Велико-Анадольском лесничестве – Г.Н. Высоцкий. С их именами связано становление

лесного почвоведения в России. Г.Н. Высоцкий известен своими трудами по степному лесоразведению и гидрологии почв. Его работы в области влияния леса на почвы и их водный режим в степных условиях актуальны и сейчас.

Большим поклонником учения В.В. Докучаева о почвах был выдающийся русский ученый лесовод Г.Ф. Морозов. «Это учение, – писал Г.Ф. Морозов, – сыграло решающую роль и внесло в мою деятельность такую радость, такой свет и дало такое нравственное удовлетворение, что я не представляю себе жизнь без основ докучаевской школы в воззрениях ее на природу. Природа сомкнулась для меня в единое целое». На основании исследований связи леса и почвы Г.Ф. Морозов создал учение о типах насаждений, под которыми он понимал «совокупность насаждений, объединенных в одну обширную группу общностью условий местопроизрастания или почвенно-грунтовых условий».

Он первый заметил и подчеркнул отличие лесного почвоведения от агрономического. В одной из своих работ он писал, что агрономическое почвоведение уделяет внимание, в основном, пахотному и подпахотному слоям, в то время как в лесном необходимо изучать всю толщу почвы и грунта. Под грунтом Г.Ф. Морозов подразумевал иллювиальные горизонты почв и почвообразующую породу. Морозовское направление в лесной типологии получило дальнейшее развитие в работах А.А. Крюденера, Е.В. Алексеева, П.С. Погребняка.

В.Н. Сукачев – выдающийся ботаник, лесовод, географ и биогеоценолог также является последователем В.В. Докучаева. Он – автор учения о типах леса и связях его с почвами, создатель биогеоценологии – учения о связях и взаимодействии всех природных компонентов. Под руководством В.Н. Сукачева развилось лесное почвоведение, особенно его агролесомелиоративное направление.

В последние годы исследования в области лесного почвоведения наиболее широко проводились в Московском государственном университете леса (бывшем Московском лесотехническом институте). Здесь создан метод бонитировки лесных почв и получены количественные показатели роста основных лесобразующих пород в зависимости от почвенных условий. Аналогичные работы проводились и в других учебных и научно-исследовательских центрах нашей страны. Основные результаты этих исследований изложены в соответствующих главах настоящего учебника.

# Раздел 1. ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

## Глава 1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОГО ШАРА

### 1.1. Возраст Земли

Возраст Земли как планеты по последним данным оценивается в 4,6 млрд. лет. Изучение метеоритов и лунных пород также подтверждает эту цифру. Однако самые древние породы Земли, доступные непосредственному изучению, имеют возраст около 3,8 млрд. лет. Поэтому весь более древний этап истории Земли носит название догеологической стадии. Объектом же геологического изучения является история Земли за последние 3,8 млрд. лет, которая выделяется в ее геологическую стадию.

### 1.2. Строение Земли

Одним из наиболее характерных свойств земного шара является его неоднородность. В центре Земли расположено ядро. Вокруг ядра находятся концентрические оболочки или сферы (рис. 1.1).

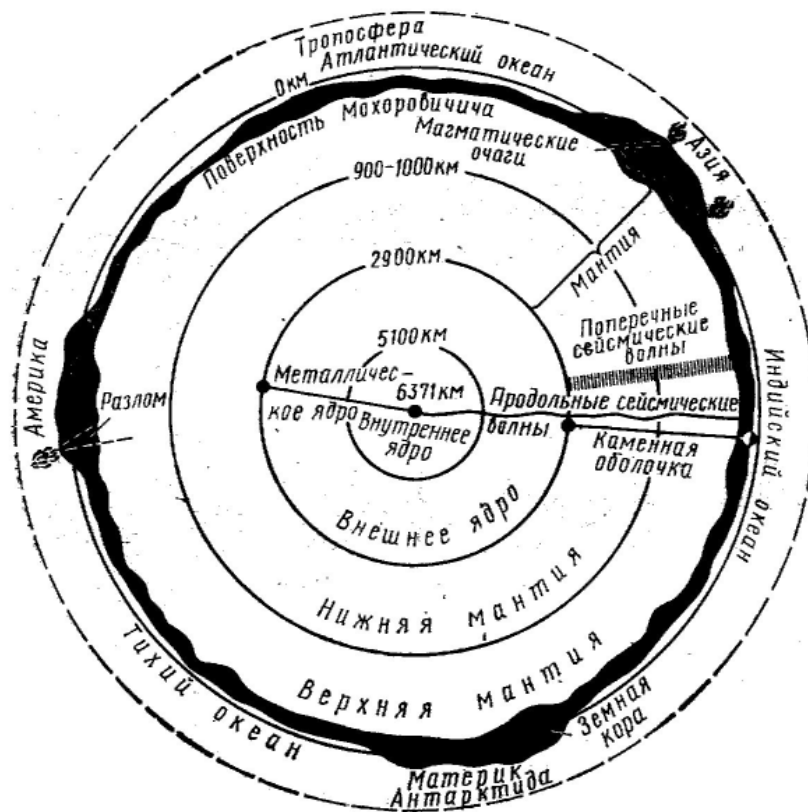


Рис.1.1. Строение Земли

Оболочки Земли или сферы подразделяют на внутренние и внешние. К внутренним оболочкам относятся:

- *земная кора, или литосфера;*
- *мантия* земного ядра;
- *ядро.*

К внешним оболочкам земли относятся:

- *атмосфера;*
- *гидросфера;*
- *биосфера.*

Как внутренние, так и внешние оболочки объединяют под общим названием *геосфер* Земли. К геосферам Земли сегодня относят и *магнитное поле*. Есть еще одна оболочка Земли, называемая *грависфера* – поле тяготения, влияние которого теоретически простирается на Вселенную и которая привязывает нашу спутницу Луну. Можно говорить и о грависферах многочисленных космических тел, также воздействующих на Землю.

Концентрическое строение земного шара объясняется процессами дифференциации вещества, происходящими в его недрах. По мере развития Земли дифференциация вещества усиливалась, что привело к образованию новых сфер – земной коры и всех внешних сфер. Самой молодой из них является биосфера, поскольку ее возникновение связано с развитием жизни на Земле. Строение Земли приведено в таблице 1.1.

*Таблица 1.1*

Строение Земли

Оболочки или сферы	Подразделение сфер	Мощность сферы, км	Расстояние нижней границы сферы от поверхности Земли, км
Атмосфера	Экзосфера	1200	2000
	Ионосфера	720	800
	Мезосфера	20	80
	Стратосфера	45-55	60
	Тропосфера	8-18	8-18
Биосфера		Проникает в атмосферу до высоты 15-20 км, в гидросферу до нижней ее границы, в литосферу на глубину до 2-3 км	
Гидросфера		0-11	0-11
Земная кора (литосфера)	Осадочная	5-80	5-80
	Гранитная		
	Базальтовая		
Мантия	Верхняя – В	320-400	400
	Переходная – С	500	900
	Нижняя – D	2000	2900
Ядро	Внешнее ядро	2200	5100
	Внутреннее ядро	1270	6370

**Ядро Земли** – центральная часть планеты. Она занимает только 16% ее объема, но содержит более трети всей массы Земли. Периферия ядра находится в жидком состоянии, центральная часть – твердая. Вещество ядра находится в каком-то совершенно особом состоянии. Здесь господствуют условия чрезвычайно высокого давления в несколько миллионов атмосфер. В этих условиях происходит полное или частичное разрушение электронных оболочек атомов, вещество “металлизируется”, т. е. приобретает свойства, характерные для металлов, в том числе высокую электропроводность. Возможно, что земной магнетизм является результатом электрических токов, возникающих в ядре в связи с вращением Земли вокруг своей оси.

Вещество ядра неоднородно. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что периферийная часть ядра состоит из оксидов или сульфидов железа с примесью кремния, углерода и некоторых других элементов. По причине еще большей плотности центральной части ядра предполагают, что она близка к составу железных метеоритов, состоит из никелистого железа. Подтверждения о железисто-никелевом составе ядра подтверждаются существованием железистых метеоритов, которые свидетельствуют о широком распространении железа и никеля в составе других космических тел.

**Мантия** – самая мощная из геосфер Земли. Она распространяется до глубины 2900 км и занимает 82,26% объема планеты. В мантии сосредоточено 67,8% массы Земли. С глубиной плотность вещества мантии возрастает с 3,32 до 5,68 г/см<sup>3</sup>.

На контакте с земной корой вещество мантии находится в твердом состоянии. Поэтому земную кору иногда вместе с верхней частью мантии называют литосферой.

Агрегатное состояние вещества мантии ниже литосферы недостаточно изучено и по этому поводу имеются различные мнения. Предполагается, что температура мантии на глубине 100 км 1000-1300° С, в более глубоких частях – значительно выше. Несмотря на высокую температуру, вещество мантии преимущественно твердое. Предполагают также, что вещество мантии находится в особом высокоплотном состоянии, которое на поверхности Земли невозможно.

Мантию подразделяют на верхнюю, промежуточную и нижнюю. В верхней мантии имеется зона, в которой вещество находится в жидком (расплавленном) состоянии. Жидкая фаза составляет до 10%, что отражается на более пластичном состоянии вещества по сравнению с выше и ниже расположенными слоями мантии. Эта зона имеет большое значение для развития глобальных эндогенных процессов. Малейшее нарушение термодинамического равновесия способствует образованию огромных масс расплавленного вещества, которые поднимаются вверх, способствуя передвижению отдельных блоков литосферы по поверхности Земли и образованию очагов магмы, питающих вулканы.

Верхняя мантия состоит из силикатов, но содержащих меньше кремния и больше железа и магния по сравнению с земной корой, а нижняя мантия – из оксидов кремния и магния, кристаллическая структура которых значительно более плотная, чем у этих соединений, находящихся в земной коре.

### 1.3. Образование и строение земной коры

**Земная кора или литосфера** - твердая оболочка нашей планеты имеет сложное строение. Суммарная мощность земной коры – 10-20 км, местами до 25-30 км за счет увеличения осадочного слоя.

Формирование земной коры происходило под влиянием различных геологических процессов, которые можно объединить в две группы: эндогенные (внутренние) и экзогенные (внешние).

К *эндогенным* (внутренним) процессам относятся: магнетизм, метаморфизм, вулканизм, движения земной коры (землетрясения и горообразование).

К *экзогенным* – выветривание, деятельность атмосферных и поверхностных вод, ледников, подземных вод, морей и океанов, животных и растительных организмов.

В результате действия эндогенных процессов образуются крупные формы рельефа земной поверхности: горные системы, возвышенности, низменности, океанические впадины. Под действием экзогенных процессов происходит разрушение магматических горных пород, перемещение продуктов разрушения в реки, моря и океаны, и формирование осадочных пород. В результате движений земной коры осадочные породы погружаются в глубокие слои, подвергаются процессам метаморфизма (действию высоких температур и давления), и образуются метаморфические породы. Последние при погружении в более глубокие слои могут переходить в расплавленное состояние (магматизация), а затем в результате вулканической деятельности поступать в верхние слои литосферы или на ее поверхность в виде магматических пород. Таким образом, происходит образование основных групп почвообразующих пород и различных форм рельефа.

Из всех внутренних оболочек Земли земная кора является наиболее неоднородной. По глубине в ней выделяются три слоя: в основании ее залегает так называемый *базальтовый слой*, мощность которого в среднем около 20 км, выше – присутствующий только в цоколе континентов *гранитный слой* мощностью до 10-15 км, наконец, чехол литосферы образуют рыхлые *осадочные породы*, мощность которых в континентальных областях колеблется от нескольких сотен метров до 20 км, а в океанах – не превышает 2 км. Таким образом, земная кора под континентами состоит из 3-х слоев: осадочного, гранитного и базальтового, под океанами – из 2-х слоев: осадочного и базальтового.

На деле же строение земной коры гораздо сложнее, так как базальтовый, и гранитный слои, не говоря уж об осадочном чехле, состоят из серии напластований различных магматических, осадочных и метаморфических пород.

#### **1.4. Химический состав земной коры**

Земная кора содержит все элементы периодической таблицы Д.И. Менделеева. Однако 99% массы земной коры составляют 8 элементов – кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, калий, натрий и магний. Наиболее распространены кислород и кремний. Они составляют больший объем коры. Если учесть объем, который занимают различные химические элементы благодаря своим ионным радиусам, земная кора предстанет перед нами как своеобразная твердая кремнекислородная оболочка, состоящая в основном из кислородных ионов и ионов кремния, между которыми находятся все остальные элементы.

## Глава 2. ГЛАВНЕЙШИЕ МИНЕРАЛЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

### 2.1. Минералы

#### 2.1.1. Краткая характеристика минералов

**Минералом** называется всякое встречающееся в земной коре природное однородное тело, имеющее более или менее постоянный химический состав и определенные физические свойства. Из минералов состоят горные породы или минеральные агрегаты более или менее однородного состава, залегающие в виде самостоятельных тел.

Наука о составе, строении, свойствах и происхождении минералов называется *минералогией*. Процессы, создающие минералы и горные породы, распространение и условия залегания в земной коре рассматриваются *динамической геологией*.

Всего в настоящее время известно около 2 тыс. названий минералов, а вместе с разновидностями – 4 тыс., однако широкое распространение в природе имеют не более двадцати. Эти минералы называются *породообразующими*.

В природе минералы встречаются в твердом (кварц, алмаз, пирит, мусковит и т.д.), жидком (ртуть, амальгама золота и серебра) и газообразном состоянии (метан, сернистый газ, углекислый газ и др.).

Название минералам дается месту его нахождения (монтмориллонит, каолинит), по химическому строению (кальцит), по цвету (оливин, малахит), по фамилии ученого, изучившего или открывшего его (сильвин).

Твердые тела имеют аморфную или кристаллическую структуру. *Аморфные минералы* (опал) образуются при быстрой кристаллизации вещества и состоят из хаотически расположенных частиц (атомов, ионов, молекул). Закономерности внутреннего строения кристаллического вещества проявляются в его внешней правильной форме. *Кристаллом* называется кристаллическое вещество, имеющее форму естественного многогранника.

Кристаллы, состоящие из молекул, не играют существенной роли в строении земной коры. Для минералов, из которых состоит земная кора, особо большое значение имеют ионная и ковалентная связь.

#### 2.1.2. Основные формы минералов

Минералы встречаются в природе в различных формах. Единичные кристаллы могут иметь различный размер – от 1-2 мм до 2 м. В такой форме в природе встречаются алмаз, кварц, слюда, пирит, галит и др. минералы.

Двойники и тройники представляют взаимное срастание хорошо оформленных двух – трех кристаллов минерала. Очень часто двойники и тройники образуют гипс, галит, ортоклаз.

Сростки множества кристаллов, хорошо различимых простым глазом, дают несколько разновидностей внешних форм. Различают:

- щетки (кварц, горный хрусталь);



- друзы (кальцит, альбит, гипс, магнетит);
- конкреции (пирит, гипс).

Плотные кристаллические массы характеризуются тем, что зерна кристаллов в них можно различить только под микроскопом. На глаз масса кажется однородной. Плотные массы образуют доломит, оливин, магнетит.

Землистые массы состоят из мелких рыхло-упакованных кристаллов или представляют аморфные формы минералов – лимонит, каолинит.

Натечные формы характерны для аморфных минералов и являются плотными массами (опал), часто имеют причудливые очертания – бугорчатые (лимонит), сталактитовые и сталагмитовые (кальцит).

Вкрапления в породе представляют собой единичные кристаллы минерала, включенные в какую-либо горную породу.

Формы нахождения минералов в природе зависят от условий их образования, поэтому один и тот же минерал может существовать в разных формах.

### 2.1.3. Физические свойства минералов

К физическим свойствам относят цвет, блеск, цвет черты, плотность, твердость, спайность, магнитность и некоторые другие.

**Цвет** минерала обусловлен избирательным поглощением отдельных интервалов волн видимой части спектра при отражении или пропускании света. В ряде случаев это связано с вхождением в кристаллохимическую структуру минерала определенных ионов. В других случаях цвет минерала обусловлен механической примесью. Например, собственный цвет имеют рубин, хлорит, лазурит, а бесцветные кристаллы кварца благодаря примеси мельчайших кристалликов синего турмалина приобретают голубую окраску.

**Цвет черты** – цвет минерала в тонком порошке. Многие минералы в куске имеют один цвет, а в порошке другой. В ряде случаев для диагностики минералов используют свойство минералов давать окрашенную черту на фарфоровой пластинке, имеющей матовую, не глянцевую поверхность. Цвет черты и цвет порошка минерала совпадают. Например, пирит в куске имеет латунно-желтый цвет, а в порошке – черный с зеленоватым оттенком. Часто цвет черты минерала совпадает с цветом, наблюдаемым в природных образованиях самих минералов. Так цвет черты у лазурита – голубой, у малахита – зеленый.

**Блеск** – это характеристика отражения световых лучей от поверхности минерала. Блеск зависит от многих причин: показателя преломления минерала, характера отражающей поверхности, включений, трещиноватости. Блеск, однако, не зависит от твердости и окраски минералов. Если поверхность гладкая, ровная, то происходит отражение параллельных лучей, воспринимаемое глазом в виде блеска. Если поверхность неровная, то световые лучи рассеиваются, выделяя при этом жирный, восковой и матовый блеск. По

блеску минералы могут быть подразделены на три группы: с металлическим блеском (рудные минералы); с полуметаллическим блеском (графит) и неметаллическим блеском (нерудные минералы: кварц, слюда, кальцит и др.).

В природе встречаются также минералы, поверхность которых не блестит. В таких случаях говорят, что минералы обладают матовым блеском. Это характерно для боксита, магнезита.

**Спайность** – способность кристаллов и минералов кристаллического строения раскалываться по определенным кристаллографическим направлениям. Спайность зависит от внутреннего строения минерала и не зависит от внешней формы кристалла. Так, кальцит, галит раскалывается на ровные плоскости, а слюда на тонкие пластинки, листочки. По степени спайности выделяют пять видов: весьма совершенная, совершенная, ясная, несовершенная и весьма несовершенная.

**Излом** – случайное направление раскола минерала. В тех случаях, когда минерал обладает хорошо выраженной спайностью трудно получить случайное направление, т.к. минерал раскалывается по плоскостям спайности. Таким образом, излом различают у минералов, которые не обладают свойством спайности и потому не дают плоских поверхностей при раскалывании. По характеру поверхности, образующейся при расколе минерала выделяют следующие виды излома: раковистый (опал, халцедон), неровный (апатит), занозистый (роговая обманка, самородные минералы), землистый (каолинит), зернистый (альбит), крючковатый (золото).

**Прозрачность** – способность минералов пропускать свет. Выделяют прозрачные минералы (горный хрусталь, исландский шпат), полупрозрачные (халцедон, изумруд), непрозрачные (пирит, галенит, магнетит).

**Твердость** – это величина сопротивления минерала усилию, разъединяющему его частицы. Твердость определяется сопротивлением, которое оказывает минерал при его царапанье определенными стандартными минералами (шкала Мооса). В шкале «твердость» минералы располагаются в порядке возрастания от 1 до 10. Шкала состоит из 10 стандартных минералов, каждый последующий из которых царапает острым концом все предыдущие и в свою очередь царапается последующими минералами. Ниже приведена шкала твердости (цифра обозначает относительную твердость минерала):

1. Тальк  $3\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  – мягкие породы (чертятся ногтем);
2. Гипс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  – то же;
3. Кальцит  $\text{CaCO}_3$  – средние породы (чертятся ножом);
4. Флюорит  $\text{CaF}_2$  – то же;
5. Апатит  $\text{CaO}$  55,5%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  42,3% и F 3,2%; то же;
6. Ортоклаз  $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$  – твердые породы (не чертятся ножом);
7. Кварц  $\text{SiO}_2$  – то же (чертит стекло);
8. Топаз  $2(\text{Al}, \text{F})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$  – то же;
9. Корунд  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – то же (режет стекло);
10. Алмаз C – то же (режет все вещества).

**Плотность** определяют в лаборатории. При полевом исследовании минералы по плотности разделяют на легкие, средние и тяжелые. Легкие (до  $2,5 \text{ г/см}^3$ ) – графит, сера; средние ( $2,5-4,0 \text{ г/см}^3$ ) – кварц, полевой шпат; тяжелые (более  $4 \text{ г/см}^3$ ) – рудные минералы.

**Магнитными свойствами минералов** называют способность минералов отклонять магнитную стрелку компаса. Магнитными свойствами обладают некоторые минералы, содержащие железо, например, магнетит. Это свойство легко обнаруживается по магнитной стрелке компаса или специальной магнитной стрелкой по ее отклонению.

#### 2.1.4. Происхождение и классификация минералов

Минералы рождаются в основном в недрах земли и в меньшей мере на поверхности Земли. Поэтому по происхождению их делят на *эндогенные*, что означает изнутри или в недрах Земли рожденные, и *экзогенные* – рожденные в условиях поверхности Земли.

В литосфере или в верхней мантии возникают изолированные очаги расплавленной массы, которые служат основой для образования магмы. Магма не образует сплошного слоя под каменной оболочкой Земли, а возникает в отдельных очагах расположенных на разной глубине. Предполагают, что на разных глубинах образуется магма неодинакового состава. Так, сильно обогащенная оксидом кремния магма может возникнуть в земной коре континентов на глубине 20-30 км. Магма, богатая магнием и железом, образуется уже вне земной коры, в мантии на глубине от 100 до 400 км.

*Магма* – огненно-жидкий силикатный расплав, насыщенный водяными парами и газами. В ней преобладают те же восемь химических элементов, которые слагают земную кору: O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K. Преобладающими также являются кислород и кремний. С момента возникновения магмы и до образования из нее минералов и горных пород магматическое вещество претерпевает сложную эволюцию. Так как в химическом составе магмы преобладают кислород, кремний и другие, распространенные в земной коре элементы, то при ее отвердении образуются вполне определенные химические соединения: полевые шпаты, оливин, плагиоклазы, амфиболы, кварц, пироксен, слюды и др. Различные их сочетания создают почти все разнообразие магматических горных пород.

Минералы, образовавшиеся из магмы и слагающие магматические горные породы называются **первичными**. К числу первичных относят те минералы, которые входили в состав магматических пород и перешли в другие почвообразующие породы и почвы без каких либо изменений их состава. Таким образом, первичные минералы представляют собой сохранившийся в почвах без химического изменения в процессе выветривания остаток магматических пород, подвергшихся только в большей или меньшей степени механическому разрушению.

Все первичные минералы, попадая в зону выветривания, оказываются в неустойчивом состоянии. Можно говорить лишь о степени устойчивости. Есть очень устойчивые минералы, которые сохранились в неизменном виде сотни миллионов лет, хотя другие подверглись глубокому изменению. В то же время имеются очень неустойчивые минералы. Их разрушение происходит в то время, как остальные минералы, содержащиеся с ними в одной горной породе, остаются прежними. Поэтому относительное содержание первичных минералов в почвообразующих породах и почвах иное, чем в магматических породах. Первичные минералы примешаны к вторичным минералам, образующим основную минеральную массу почв. Исключение составляют пески, в основном состоящие из первичных минералов.

Первичные минералы почти целиком сосредоточены в гранулометрических фракциях размером **больше 0,001 мм**, так называемой крупной фракции почв, что определяется исходными преобладающими размерами минеральных зерен в плотных породах, а также максимальными пределами их дробления при механических и температурных воздействиях. Первичные минералы являются резервным источником зольных элементов питания, а также образования вторичных минералов. В большинстве почв первичные минералы преобладают по массе над вторичными.

Экзогенные или **вторичные** минералы образуются на земной поверхности преимущественно путем кристаллизации из водных растворов и трансформации из первичных минералов.

В процессе выветривания новые, вторичные минералы отличаются от исходных, первичных минералов, помимо иного химического состава, одним чрезвычайно существенным признаком – все они находятся в тонко распыленном, большей частью коллоидно-дисперсном состоянии. Вторичные минералы представлены преимущественно частицами **менее 0,001 мм**.

В большинстве типов почв первичных минералов содержится больше, чем вторичных, за исключением некоторых тропических почв, которые характеризуются сильной степенью выветрелости.

По химическому составу выделяются классы минералов:

1. Самородные элементы – 0,1% от всей массы земной коры.
2. Сернистые соединения и близкие к ним соединения (сульфиды, селениды, арсениды и др.) – 0,15% от всей массы земной коры.
3. Галогениды – 0,5% от всей массы земной коры.
4. Окислы и гидроокислы – 17% от всей массы земной коры.
5. Соли кислородных кислот (нитраты, карбонаты, сульфаты, хроматы, фосфаты, силикаты и др.) – около 2/3 всех известных минералов.

Большинство из перечисленных классов включают как первичные, так и вторичные минералы.

## 2.2. Горные породы

Минералы, агрегируясь, образуют горные породы, из которых и состоит земная кора. По условиям образования их подразделяют на магматические, метаморфические и осадочные.

### 2.2.1. Магматические горные породы

В процессе кристаллизации магмы образуется большое количество минералов. В результате закономерных их ассоциаций образуются магматические горные породы.

Если магма застыла внутри земной коры, то породы называются *интрузивными* (глубинными), а если вылилась на земную поверхность и застыла, то *эффузивными* (излившимися).

Интрузивные и эффузивные породы различны по химическому и минеральному составу, несмотря на то, что первоисточником тех или других является магма. Примером интрузивных пород могут служить гранит, диорит, габбро, сиениты, дуниты и перидотиты; эффузивных – андезиты, трахиты, порфириты, базальты, диабазы, пемза, вулканический туф, обсидиан.

Магматические породы образуют сплошные покровы, массивы и жилы. Они не слоисты, не содержат органических остатков, масса их обычно представляет собой либо зернистую, либо стеклянную структуры.

Условия формирования и остывания магмы играют большую роль, так как влияют на свойства образовавшихся при этом пород. В расплавленном состоянии возможна дифференциация на ряд самостоятельных несмешивающихся магм, а также кристаллизационная дифференциация, при которой выделяющиеся из магмы кристаллы распределяются в магме по плотности. Таким образом, тяжелые металлы опускаются глубже, а легкие всплывают. Так как в природе преобладают гранитные и базальтовые породы, то магмы подразделяют на гранитную и базальтовую.

Основные породообразующие минералы магматических пород – полевые шпаты, плагиоклазы, нефелин, кварц, пироксены, амфиболы, слюды, оливин, роговая обманка.

Магматические породы классифицируются по минералогическому и химическому составу. В зависимости от процентного содержания в породах породообразующих минералов магматические горные породы делят на:

- главные (свыше 10%);
- второстепенные (3-10%);
- аксессуарные (редкие, менее 3%).

В основе химической классификации лежит содержание в породе окислов кремния. По процентному содержанию этих окислов магматические породы (интрузивные и эффузивные) делят на:

- кислые ( $\text{SiO}_2$  более 65%);
- средние ( $\text{SiO}_2$  – 52-65%);
- основные ( $\text{SiO}_2$  – 45-52%);
- ультраосновные ( $\text{SiO}_2$  менее 45%).

Породы, богатые окислами натрия, калия называются *щелочными*.

*Кислые породы* широко распространены в земной коре; состоят из полевых шпатов (70%), кварца (25%), слюд и роговой обманки (5%). Наиболее распространенными породами кислого химического состава являются интрузивные породы – граниты, а среди эффузивных пород – пемза, вулканический туф, обсидиан. В общем можно сказать, что кислые горные породы отличаются более светлой окраской, они легче основных по своему весу. Кроме того, они тугоплавки и отличаются богатством калия и натрия, будучи бедны железом, магнием.

*Основные породы* в указанных признаках противоположны кислым. Они отличаются более темной, иногда совершенно черной окраской, большой плотностью, они легкоплавки, менее вязки и в расплавленном состоянии представляют собой быстротекущие лавы. Основные породы состоят из плагиоклазов и пироксенов. Наиболее распространенными среди интрузивных магматических пород являются сиениты, диориты и базальты. Среди эффузивных – трахиты, андезиты, габбро.

*Ультраосновные* магматические горные породы встречаются на поверхности довольно редко. Состоят преимущественно из пироксенов и оливина. Как оливин, так и пироксен могут составлять до 100% всей массы породы. Наибольшим распространением в земной коре пользуются интрузивные ультраосновные породы – дуниты и перидотиты.

*Щелочные* породы распространены незначительно. На них приходится 1% магматических пород. Главным представителем щелочных пород – нефелиновые сиениты.

При большом количестве минералов, казалось бы, можно было ожидать бесчисленное множество горных пород в земной коре. На самом деле количество горных пород не так уже велико и, во всяком случае, несравненно меньше, чем число минералов. Наибольшее распространение в земной коре имеют граниты, составляющие около 30% массы земной коры; андезиты – 25%; базальты – 20%. На долю всех остальных горных пород приходится только несколько процентов.

Магматические горные породы используются в народном хозяйстве для самых различных целей. Они уже сами по себе представляют полезные ископаемые, не говоря о том, что с ними связаны также и месторождения металлов, редких минералов, драгоценных камней. Большинство магматических пород отличаются огромной прочностью. Эти качества позволяют дать им самое разнообразное применение. Так, различные сорта гранита широко применяются для строительных и технических целей: на устои мостов, устройство набережных, тротуаров и т.п. Гранит привлекает не только своей прочностью, но и красотой. Он обрабатывается трудно, но прекрасно принимает полировку. Вот почему он идет на облицовку и внутреннюю отделку зданий, на цоколи памятников и пр. Габбро также отличается огромной прочностью и большой красотой, поэтому он применяется для тех же целей, как и гранит. В Санкт-Петербурге граниты нашли значительное применение: из них построены набережная реки Невы, мосты через нее, многие монументальные здания. Еще большей прочностью отличается базальт. Базальт применяется для

устройства фундаментов зданий, для мостовых устоев, тротуаров. Нередко базальт применяется для устройства мостовых в виде так называемой брусчатки.

Магматические горные породы слагают 95% массы земной коры, но участие в почвообразовании они принимают редко и главным образом в горах т.к. они сверху перекрыты осадочными горными породами.

### 2.2.2. Осадочные горные породы

В отличие от магматических, осадочные породы образовались на поверхности литосферы в результате воздействия воды, воздуха и различных организмов. Если глубокие недра литосферы состоят нацело из магматических масс, то ее поверхностная толща сложена главным образом осадочными породами.

Осадочные породы образовались на земной поверхности преимущественно путем переотложения водой, ветром или ледником продуктов выветривания магматических пород или остатков различных организмов. Осадочные породы постепенно накапливаются в понижениях рельефа и на дне морей. В некоторых местах осадочная толща имеет мощность всего несколько десятков или сотен метров или даже совсем отсутствует. В местах прогиба земной коры мощность осадочной толщи достигает 15-20 км. Осадочные породы в целом занимают скромное место в земной коре, составляя около 8% ее объема.

Осадочные породы известны в рыхлом и твердом состоянии. Рыхлые породы сыпучие (например, пески) или, будучи в сухом виде плотные, легко размокают (например, глины). Твердые породы становятся твердыми в результате уплотнения или цементации их какими-нибудь минеральными веществами, отлагающимися в пустотах между составляющими их минеральными зернами. Так, песок может быть сцементирован до состояния песчаника, галечник – до состояния конгломерата.

Главнейшие породообразующие минералы: кварц, кальцит, опал, гипс, слюда, реже глауконит и минералы железа.

Осадочные горные породы по условиям образования делятся на: обломочные, хемогенные (химические) и органогенные (биохимические).

*Обломочные породы* образуют немногим более 20% всей массы осадочных пород. На долю обломочных пород (от общей массы осадочных пород) приходится 1,7%, на глинистые сланцы и глины – 4,2% и на органогенные и хемогенные (главным образом карбонатные) породы – 2%.

По величине обломков осадочные породы подразделяют на грубообломочные с размером обломков от 3 мм и больше (до несколько метров); среднеобломочные или песчаные породы с величиной зерен от 0,05 мм до 3 мм; пылеватые (алевриты) с размером зерен от 0,01 мм до 0,05 мм и глинистые породы с величиной зерен меньше 0,01 мм. Грубообломочные осадочные породы приведены в таблице 1.2.

## Грубообломочные осадочные породы

Окатанные обломки		Диаметр обломков, мм	Неокатанные обломки	
рыхлые	цементированные		Рыхлые	цементированные
Гравий	Конгломерат	3 – 10	Дресва	Брекчии
Галька	Конгломерат	10 – 100	Щебень	Брекчии
Валуны	Конгломерат	> 100	глыбы	Брекчии

Песчаные породы по величине зерен делятся на: крупный песок (с диаметром частиц от 3 до 1 мм), средний песок (от 1 до 0,25 мм), мелкий песок (с диаметром частиц от 0,25 мм до 0,05 мм). Песчаные породы подразделяются на рыхлые (пески) и цементированные (песчаники). По минералогическому составу выделяют следующие среднеобломочные осадочные горные породы: кварцевые, железистые, слюдяные, известковые, аркозовые, глауконитовые, магнетитовые и гранатовые пески. По своему происхождению пески могут быть речными, озерными, морскими, эоловыми и водно-ледниковыми.

К пылеватым породам относятся лесс и лессовидные суглинки.

Глинистые породы – мелкообломочные породы с частицами менее 0,01 мм, образование которых связано с процессами как физического, так и химического выветривания. В состав глин входят вторичные глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, иллит и др.), а также окислы кремнезема (кварц, халцедон, опал, кальцит, доломит, сидерит, глауконит, пирит, фосфорит, гипс и ангидрит, окислы железа и марганца и др.). Характерно присутствие органического вещества. По своему образованию глины делятся на элювиальные, озерные, аллювиальные, делювиальные, морские, ледниковые.

По минералогическому составу глины разделяются на мономинеральные, главная масса которых состоит из одного минерала, и полиминеральные, состоящие из многих минералов. К мономинеральным относят каолиновые и монтмориллонитовые глины.

*Хемогенные* (химического происхождения) породы образуются путем осаждения из водных растворов различных солей, как в морях, так и в континентальных водоемах. Необходимым условием выпадения солей является жаркий сухой климат, при котором имеет место сильное испарение и повышение концентрации солей в растворе. Среди этих пород выделяют: соли (каменная соль, калийные соли, сильвинит, гипс, ангидрит); кристаллические гидраты окисей железа и алюминия (бокситы); фосфориты; карбонатные породы (известняки, известняковые туфы, доломиты, мергель) и кремнистые породы (яшмы, кремнистый туф, диатомит).

*Органогенные породы* образуются под влиянием жизнедеятельности живых организмов. Наибольшее распространение эти породы имеют на дне морей и суше, вышедшей из-под океана. Среди морских органогенных образований наибольшее распространение имеют известняки, составляющие до



6% всех осадочных пород. Большая часть известняков образовалась путем уплотнения морского известкового ила. Известковый ил дал начало землистой, пачкающей породе – мелу. К числу органогенных пород принадлежат различные виды ископаемых углей – бурые, каменный, сапропелевый. Также к органогенным породам относят нефть, фосфориты, горючие сланцы.

### 2.2.3. Метаморфические горные породы

Магматические и осадочные породы, попадая в чужие им физико-химические условия, претерпевают ряд изменений под действием большого давления, высокой температуры, или обоих этих факторов одновременно. Это преобразование горных пород известно под названием метаморфизма. Оно происходит в процессах горообразования под действием бокового давления, опускания в более глубокие слои земной коры под тяжестью накапливающихся на поверхности осадочных толщ, при непосредственном соприкосновении с расплавленной магмой недр.

Замечательной особенностью метаморфизма является то, что глубокое структурно-минералогическое преобразование происходит при сохранении в твердом состоянии самих пород и слагающих их минералов. Основными факторами метаморфизма являются высокое давление, температура, вода и  $\text{CO}_3^{2-}$ . На значительных глубинах происходит большие преобразования минеральных масс – осадочные породы начинают не только перекристаллизовываться, но и переплавляться. Так, глины и мергели могут преобразовываться в гнейсы.

Метаморфические породы отличаются в большинстве случаев сланцеватым, полосчатым или ленточным сложением, а также волокнистым массивным сложением.

Химический и минералогический составы метаморфических пород очень сильно варьируют и зависят от состава исходных пород, подвергшихся метаморфизму.

Наибольшее распространение имеют следующие метаморфические породы: гнейсы, кварциты, мраморы, кристаллические сланцы. Гнейсы образовались из глины, песка и магматических пород, мрамор – из известняка, кварцит – из песка и песчаника. Породообразующими минералами для гнейсов являются полевые шпаты, кварц, роговая обманка, для кварцитов – кварц, для мрамора – кальцит.

Метаморфические породы, так же как и магматические редко выступают в качестве почвообразующих, поскольку в большинстве случаев бывают перекрыты осадочными породами.

Горные породы играют значительную роль в почвообразовании, так как именно они являются тем субстратом, который, преобразуясь во времени под влиянием климата, живых организмов растительного и животного происхождения, становится почвой.

#### 2.2.4. Минералогический состав горных пород

В почвообразующих породах и почвах содержатся следующие первичные минералы: кварц, полевые шпаты (ортоклаз, плагиоклазы), слюды (биотит, мусковит), роговая обманка, пироксены, авгит, магнетит, апатит и др. Количественное соотношение их в составе может быть охарактеризовано следующими средними величинами (по Ф.У. Кларку):

Минералы	Содержание, %
Полевые шпаты	59,5
Кварц	12,0
Роговые обманки и пироксены	16,8
Слюды	3,8
Прочие	7,9

Среди вторичных минералов встречаются глинистые минералы, минералы простых солей, минералы гидроокисей и окисей. Среди вторичных минералов различают: минералы простых солей (кальцит  $\text{CaCO}_3$ , магнезит  $\text{MgCO}_3$ , доломит  $[\text{Ca},\text{Mg}](\text{CO}_3)_2$ , сода  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , гипс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , галит  $\text{NaCl}$ , фосфаты, нитраты и др.), минералы гидроокисей и окисей (гидроокиси алюминия, железа, марганца) и глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, иллит и др.).

## Глава 3. ВЫВЕТРИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ. ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ

### 3.1. Выветривание

На поверхности континентов горные породы и минералы попадают в обстановку, которая более или менее резко отличается от условий их образования. Дневная поверхность характеризуется небольшими величинами давления и температуры. Давление и особенно температура на поверхности суши испытывают значительные колебания на протяжении суток и года. Мощным фактором воздействия является жидкая вода, содержащая растворенные химически активные соединения. На горные породы здесь также действует целая серия сложных процессов, связанных с развитием живых организмов и почвообразованием. Все это обуславливает неустойчивость минералов, возникших в иных условиях, и возникновение новых минералов.

Физические, химические и физико-химические процессы преобразования горных пород и слагающих их минералов на поверхности суши под влиянием факторов и условий географической среды называется **выветривание**.

Термин выветривание общепринят, но по существу он не совсем точен, ветер играет в этих процессах незначительную роль. Характерно, что по-французски этот процесс называется alteration, т.е. просто “изменение”, по-английски – weathering, от слова weather – “погода”. Есть основание полагать, что в русскую терминологию это слово пришло как не очень удачный – лишь по созвучию – перевод немецкого Verwitterung, в котором русскому слышится “ветер”.

В зависимости от факторов, участвующих в этом процессе, выделяют три формы выветривания: *физическое, химическое и биологическое*.

#### 3.1.1. Физическое выветривание

**Физическое выветривание** – совокупность явлений, в результате которых порода утрачивает присущую ей массивность, и дробиться на обломки разной величины. Одна из причин этого заключается в перепаде температуры при смене дня и ночи, а также сезонов.

Горные породы, как и все тела, обладают свойством расширяться при нагревании и сжиматься при охлаждении. Верхние слои горных пород в теплое время года нагреваются, а нижние, вследствие плохой теплопроводности, сохраняют прежнюю температуру. Поэтому расширение их происходит неодинаково. В связи с этим в породе, преимущественно в поверхностных слоях, создаются механические напряжения, которые вызывают появление разрывов между отдельными ее слоями, что и является началом ее дробления. Образование и рост трещин, раскалывающих породу на куски, идет тем интенсивнее, чем больше суточная амплитуда колебаний температуры,

достигающая особенно больших величин ( $> 40^{\circ}\text{C}$ ), например, в субтропических пустынях и высокогорных областях.

Интенсивность и характер механического выветривания зависят не только от температурного режима и других элементов климата, но и от конкретного минерального сложения породы, от ее теплоемкости и теплопроводности. Быстрее разрушаются темноокрашенные породы и минералы, а также крупнокристаллические полиминеральные породы с большим различием коэффициентов расширения составляющих их минералов.

Механическое разрушение горных пород особенно интенсивно в областях, где суточная температура, отрицательная или положительная, колеблется вокруг нуля (высокогорья, приполярные области).

Вода, попадая на поверхность горной породы в виде атмосферных осадков, росы и т. п., капиллярно всасывается в образовавшиеся трещины. Особое значение получает периодически замерзающая вода, проникающая в трещины. Как известно, при замерзании вода расширяется на  $1/11$  своего объема. Поэтому образовавшийся лёд давит на стенки трещин с силой  $890 \text{ кг/см}^2$ , разрывая даже очень твёрдые породы. В результате этого породы распадаются на отдельные мелкие частицы и зерна или более крупные обломки – щебень. Эта форма разрушения горных пород называется *морозным выветриванием*. Наиболее ярко морозное выветривание наблюдается в горах и тундре.

Разрушению горных пород способствуют и растения. Так, в трещины, образовавшиеся вследствие температурных колебаний и расширенные водой, проникают корни растений, которые, разрастаясь в толщину, давят на стенки трещины и также способствуют разрушению породы. Лишайники, растущие на поверхности скал, при периодическом увлажнении и высыхании, способствуют отрыву небольших части породы, с которыми они прочно склеены.

Оторвавшись от основной массы обломки породы, падают, скатываются по склону, сносятся текучими водами, сдуваются ветром. При этом они сталкиваются с другими обломками и дробятся. В результате всех этих явлений, совокупность которых и есть физическое выветривание, горная порода распадается на множество обломков разной величины, начиная от крупных глыб и кончая песчинками, поперечник которых измеряется долями миллиметра.

В результате физического выветривания образуются особые формы ландшафта. Если выветривание происходит в горных областях, где имеются плоские горизонтальные поверхности, то продукты выветривания накапливаются на них в виде глыб и дресвяного материала. В результате создаются элювиальные россыпи. *Элювий* (лат "элюо" – вымывать) – это осадок, не подвергшийся переносу, то есть накапливающийся в результате разрушения породы на месте. В строении элювия наблюдается вертикальная зональность. Верхние слои изменены значительно, чем нижние.

Типичные области физического выветривания – каменистые пустыни. Это области горизонтально лежащих пластов, образующих террасовидные поверхности с вертикальными уступами между ними. На краю уступов пласты

расчлениваются на останки конусовидной формы. Понижения между останками покрыты россыпями каменных глыб и щебнем.

Таким образом, физическое разрушение горных пород приводит к образованию обширных развалов, глыб и россыпей щебня у подножия обрывов, протяженных каменных потоков по склонам. Более мелкий материал уносится ветром. Это типично для полярных, пустынных и высокогорных ландшафтов. Раздробляя и разрушая массивные породы, физическое выветривание значительно увеличивает общую их поверхность, что в свою очередь создает благоприятные условия для проявления химического выветривания. В процессе физического выветривания из массивных пород также высвобождаются многие стойкие минералы, являющиеся полезными ископаемыми и образуют россыпные месторождения.

### 3.1.2. Химическое выветривание

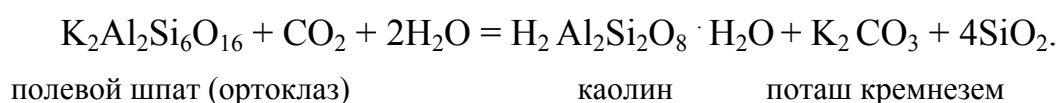
**Химическое выветривание** – это процесс химического изменения и разрушения горных пород и минералов с образованием новых минералов и соединений. Важнейшими факторами этого процесса являются вода, углекислый газ и кислород. Вода – энергичный растворитель горных пород и минералов. При этом в результате химических реакций обмена возникают новые, вторичные минералы.

Интенсивность химического выветривания зависит от многих причин. Главные из них: рельеф местности, климатические условия, химические свойства горных пород, длительность воздействия на породы атмосферных агентов. Благоприятным для химического выветривания является равнинный слаборассеченный рельеф. В условиях теплого и влажного климата химическое выветривание идет до полного разложения первичных продуктов, в холодном климате происходит лишь частичное изменение минералов.

К основным процессам химического выветривания относятся: растворение, окисление, гидролиз, гидратация.

Первостепенная роль в химических процессах выветривания принадлежит *растворению* в воде, возрастающему с увеличением степени дисперсности породы. Взаимодействие раздробленной породы с водой приводит к переходу в раствор значительных количеств катионов и анионов.

Особое значение в процессах химического выветривания имеет разложение силикатов – полевых шпатов, роговых обманок, слюд и пр. Их распадение приводит к выветриванию гранитов, гнейсов и кварца. Гранит на 65-70% состоит из полевого шпата и на 25-30% из кварца. Разрушение полевого шпата, входящих в состав гранитов идет по следующей схеме:

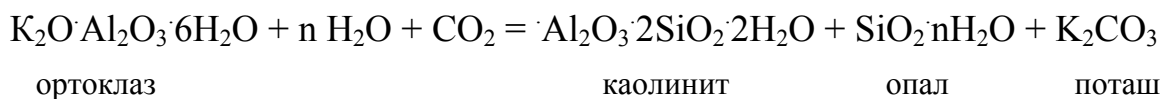


Таким образом, полевой шпат переходит в каолин, поташ и кремнезем. В результате этого процесса силикаты каолинизируются и образуют глину. Щелочные и щелочноземельные минералы при этом переходят в углекислые

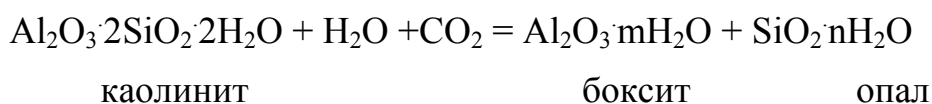
соли (карбонаты), двуокись кремния, содержащаяся в силикатах, в большей своей части переходит в растворимую кремневую кислоту, которая вместе с карбонатом уносится водой. Зерна кварца с остатками слюды образуют пески. В результате выветривания путем растворения и выщелачивания граниты могут потерять 30-35% своей массы, базальты – 75-90%, а известняк до 99%. Процесс растворения, сопровождаемый выносом из горных пород легкорастворимых химических соединений, называется *выщелачиванием*. Выщелачивание сопровождается образованием в породе пор и пустот.

Весьма большое значение имеют реакции *гидролиза*, т. е. полного разрушения кристаллической структуры минерала под воздействием молекул воды. При взаимодействии минерала с водой происходит замена катионов щелочных и щелочноземельных элементов кристаллической решетки на ионы водорода диссоциированных молекул воды.

Гидролиз силикатов со сложной кристаллической структурой сопровождается не полным ее разрушением, а распадом на отдельные блоки, из которых затем возникают новые минералы. Одним из характерных примеров гидролиза является ионизация полевых шпатов, составляющая чуть ли не половину минералов земной коры. Твердые зерна полевых шпатов в присутствии воды и углекислоты разлагается с образованием землистого каолинита, аморфного опала и легкорастворимых соединений (солей) кальция, натрия, калия.



В зоне умеренного климата гидролиз полевых шпатов называют по конечному продукту каолиновым выветриванием. В странах с тропическим климатом разложение алюмосиликатов идет более глубоко – до образования водных окислов алюминия – бокситов:



Продукты химического выветривания зоны жаркого и влажного климата помимо окислов алюминия включают значительную часть каолинита и окислов железа. Эта каменистость или землистого сложения порода называется латеритом, а кора выветривания – латеритной.

Достаточно широко распространенной реакцией в зоне выветривания является – *окисление*. Окислению подвергаются многочисленные минералы, содержащие закисное железо или другие элементы, способные к окислению. Оно затрагивает химически активные минералы и горные породы, в состав которых входят пирит, халькопирит, галенит и другие сульфидные руды. Важным окислителем является содержащийся в воде кислород, восстановителем – углекислота. В процессе окисления образуются качественно новые химические соединения типа окислов, карбонатов или сульфатов, более устойчивые в условиях поверхности Земли.

В процессе окисления изменяется первоначальная окраска горных пород, появляются желтые, бурые, красные тона. Сильно окисленные породы приобретают землистое пористое строение (как например, ферраллитная кора выветривания).

С деятельностью воды связана также реакция *гидратации* – химический процесс присоединения воды к частицам минерала. В процессе гидратации происходит закрепление молекул воды на поверхности отдельных участков кристаллических структур минералов. Она характерна для безводных минералов, например ангидрита. Поглощая воду, ангидрит превращается в водный сульфат кальция – гипс. При гидратации поверхность минерала разрыхляется, увеличивается в объеме, что в последствии обеспечивает более легкое взаимодействие их с окружающим водным раствором, газами и другими агентами выветривания. Например, гипс увеличивается в объеме на 33%.

Считается, что 9% объема химически разрушающихся изверженных горных пород переходит в растворы и уносится водами. Эти растворы выносятся в море, где и вступают в следующие стадии минералообразования. Подсчитано, что общее количество этих растворенных веществ, скопившихся за геологическую историю в океанах и морях, таково, что при осаждении из воды они могли бы покрыть дно слоем мощностью в 100 м.

В результате химического выветривания изменяется физическое состояние минерала и разрушается их кристаллическая решетка. Порода обогащается новыми (вторичными) минералами и приобретает связность, влагоемкость, поглотительную способность и другие свойства.

### 3.1.3. Биологическое выветривание

**Биологическое выветривание** – механическое разрушение и химическое изменение горных пород и минералов под действием организмов и продуктов их жизнедеятельности. При биологическом выветривании организмы извлекают из породы необходимые для построения своего тела минеральные вещества, создавая условия для формирования почвы. С поселением на горной породе живых организмов ее выветривание значительно усиливается. Корни растений и микроорганизмы выделяют во внешнюю среду углекислый газ и различные кислоты, которые оказывают разрушающее действие на минералы. Эти кислоты растворяют многие минеральные соединения. Так большой агрессивностью по отношению к минералам обладают продуцируемые организмами и выделяемые в среду органические кислоты – щавелевая, яблочная, лимонная и т.д., а также гумусовые кислоты, особенно фульвокислоты.

Огромная роль в процессах разрушения принадлежит древесной растительности, которая способна поселиться и на поверхности горных пород, не имеющей рыхлого почвенного покрова. Корни растений используют при этом трещины в породе, постепенно их расширяя. Они способны разорвать даже очень плотную породу, так как тургор, или давление, развиваемое в

клетках ткани корней, достигает 60-100 атм. Значительную роль в разрушении земной коры в её верхней части играют земляные черви, муравьи и термиты, проделывающие многочисленные подземные ходы, способствуя проникновению вглубь почвы воздуха, содержащего влагу и  $\text{CO}_2$  – мощных факторов химического выветривания

### **3.1.4. Кора выветривания**

В результате выветривания образуются рыхлые горные породы, которые представляют собой смесь продуктов физического, химического выветривания, а также продуктов почвообразования. Горизонты горных пород, где протекают процессы выветривания, называются **корой выветривания**, в которой выделяют две зоны – зону поверхностного, или современного выветривания и зону глубинного, или древнего выветривания. Мощность коры современного выветривания, в которой может протекать почвообразовательный процесс, колеблется от нескольких сантиметров до 2-10 м.

Поскольку при выветривании элементарные процессы действуют с неодинаковой скоростью, а подвижность (степень выноса) продуктов выветривания также различна, формирующиеся коры выветривания могут быть расположены в определенные хронологические ряды, находящиеся на последовательных стадиях выветривания.

Б.Б. Полюнов установил следующие последовательные стадии кор выветривания в элювиальном процессе: обломочная, обызвесткованная, сиаллитная, аллитная.

По вещественному составу выделяют коры выветривания, характерные для тех или иных почвенно-геохимических ландшафтов, ассоциаций, формаций

- обломочные (преобладание свежих обломков плотных пород);
- засоленные (присутствие водорастворимых солей);
- загипсованные (присутствие гипса);
- обызвесткованные (присутствие  $\text{CaCO}_3$ );
- доломатизированные (присутствие  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ );
- аллитные;
- сиаллитные;
- ферраллитные;
- ферсиаллитные.

Иногда выделяют коры выветривания и по характеру преобладающих минералов – каолинитовые, латеритные, монтмориллонитовые и т.д.

## **3.2. Почвообразующие породы**

Почвообразующие (материнские) породы – горные породы, из которых формируется почва. Почвообразующими породами могут быть любые породы, выходящие на дневную поверхность. Главными почвообразующими породами являются рыхлые осадочные породы.



**Элювиальные отложения (элювий)** – продукты выветривания массивно-кристаллических пород, оставшиеся на месте их образования. Элювий характеризуется разным составом и мощностью, в зависимости от состава исходных пород (элювий гранитов, базальтов и др.), длительности процесса выветривания, климатических условий, в которых происходило выветривание. Для него характерен постепенный переход от землистого материала верхних слоев, через крупнообломочный к исходной коренной породе. Расположен элювий на вершинах водоразделов, где смыв выражен слабо или отсутствует.

**Делювиальные отложения (делювий)** – продукты эрозии, отложенные временными водотоками дождевых и талых вод в нижней части склонов. Они имеют хорошо выраженную дифференциацию вдоль склона. У подножья крутых склонов откладываются более крупные грубообломочные наносы, ниже – более отсортированные и тонкозернистые отложения.

Для делювия характерна относительная сортированность и хорошо выраженная слоистость. По составу делювий разнообразен.

**Пролювиальные отложения (пролювий)** образовались в результате переноса и отложения продуктов выветривания временными водными и селевыми потоками. Характеризуются плохой отсортированностью, включают обломки разного размера и разной степени окатанности. У подножий гор они образуют конусы выноса и часто сочетаются с делювиальными отложениями, образуя делювиально-пролювиальные отложения.

**Аллювиальные отложения (аллювий)** образовались в результате переноса и отложения продуктов выветривания речными водами. Различают *руслый аллювий* – донные отложения рек и *пойменный аллювий* – отложения при разливе рек. Русловый аллювий содержит более крупные гравелистые и песчаные материалы; отложения стариц представлены супесями, суглинками, илами с примесью органических веществ. Пойменные отложения прирусловой части, где скорость воды наиболее высокая, имеют крупнозернистый состав (песчаный и супесчаный) с хорошо выраженной слоистостью, связанной с изменением скорости движения воды в разные годы и в разные периоды паводков. Центральная пойма сложена более тонким суглинистым материалом, поскольку скорость воды здесь не высокая.

Различают древнеаллювиальные отложения (ими сложены речные террасы) и современные – в поймах рек. Последние продолжают формироваться в настоящее время. Аллювий, как правило, обогащен элементами питания для растений, поэтому почвы на аллювиальных отложениях обладают повышенным плодородием.

**Озерные отложения** представляют собой донные отложения озер. Они сложены наиболее тонкими частицами мелкозема – глинами и илами с хорошо выраженной слоистостью (ленточные глины), отражающей сезонные и многолетние процессы их формирования. Илы с высоким содержанием органических веществ (15-20%) называются сапропелем, который используется как ценное органическое удобрение, обогащенное элементами питания для растений.

**Ледниковые (гляциальные), или моренные отложения** – продукты выветривания различных пород, перемещенные и отложенные ледником.

Моренные отложения представляют собой несортированный грубообломочный материал, состоящий из глины, суглинков, супесей, песков красно-бурого цвета с включениями гальки, камней разного размера, валунов. Они характеризуются отсутствием слоистости. Моренные отложения широко распространены в качестве почвообразующих в таежно-лесной зоне и на севере лесостепной в европейской части России.

**Флювиогляциальные (водноледниковые) отложения** связаны с деятельностью мощных ледниковых потоков. Вытекая из-под ледника, они перемещали моренный материал и переоткладывали его за краем ледника.

Флювиогляциальные отложения характеризуются сортированностью, слоистостью, не содержат валунов, бескарбонатные, преимущественно песчаные и песчано-галечниковые.

**Покровные суглинки** относятся к внеледниковым отложениям и рассматриваются как отложения мелководных приледниковых разливов талых вод. Они перекрывают морену сверху слоем 3-5 м, откуда и получили название. Покровные суглинки имеют желто-бурю окраску, хорошо отсортированы, не содержат камней и валунов.

Почвы на покровных суглинках, особенно легко- и среднесуглинистые разновидности, обладают более высоким плодородием по сравнению с такими же почвами на моренных отложениях.

**Лессы и лессовидные суглинки** имеют различный генезис. Эти суглинки характеризуются палевой окраской, повышенным содержанием пылеватых и илистых фракций, рыхлым сложением, высокой пористостью, высоким содержанием карбонатов кальция, а на юге – гипса и водорастворимых солей.

По химическим и водно-физическим свойствам эти породы наиболее благоприятны для развития растений. При благоприятных климатических условиях на них формируются высокоплодородные черноземные почвы, а также развивается ряд других почв – сероземы, каштановые, серые лесные.

**Эоловые отложения** образовались в результате аккумулятивной деятельности ветра. К эоловым отложениям относят пески дюн, барханов, барханных гряд. Они образуются, преимущественно, при перевевании аллювиальных, морских, флювиогляциальных, озерных песков. Характерная особенность эоловых песков – подвижность, рыхлое сложение, хорошая сортировка, отшлифованная округленность песчинок, высокая водопроницаемость. Почвы, формирующиеся на песках, обладают слабой водоудерживающей способностью и низким плодородием.

**Морские отложения** формируются в результате перемещения береговой линии морей, явлений трансгрессии и регрессии, которые неоднократно наблюдались в четвертичный период. Морские отложения отличаются слоистостью, сортированностью и большой аккумуляцией солей. Выходя местами на поверхность, эти породы приводят к образованию засоленных почв.

На обширной территории *таежно-лесной зоны*, от западных границ нашей страны до реки Енисей на востоке, главное значение приобретают ледниковые наносы. Среди них наиболее широкое распространение имеют:

- несортированные обломочные породы, представленные валунными суглинками и валунными супесями бескарбонатной морены, а также галечниковые наносы;

- покровные пылеватые суглинки и супеси;

- ленточные глины (ледниковых озер);

- флювиогляциальные озерно-ледниковые и древнеаллювиальные пески;

- современные аллювиальные наносы.

На восток от Енисея в области Средне-Сибирского плоскогорья и горных систем восточной Сибири, на выходах на поверхность магматических метаморфических и древних осадочных пород развиты элювиально-делювиальные породы. В зависимости от характера древних пород и от степени их выветривания, эти образования могут быть или грубообломочными щебнистыми, или более выветренными щебнисто-супесчаными и щебнисто-суглинистыми породами или более глинистыми. Здесь также встречаются древние и современные аллювиальные и моренные отложения.

*В лесостепной зоне*, в пределах Европейской части наиболее распространенными почвообразующими породами являются лессы и лессовидные суглинки. На древних (боровых) террасах широко развиты древнеаллювиальные песчаные отложения, в поймах – современные аллювиальные наносы. На небольших сильно эродированных участках почвообразующими породами могут быть щебнисто-элювиальные, часто карбонатные породы. В пределах Западно-Сибирской низменности распространены аллювиально-озерные, часто лессовидные суглинистые наносы.

*В пределах степной (черноземной) зоны* почвообразующими породами также являются лессы и лессовидные суглинки. В Заволжье наряду с лессовидными суглинками встречаются более тяжелые лессовидные глины. В Приволжской расчлененной равнине развиты элювиально-делювиальные лессовидные суглинки. В речных долинах – древние и современные аллювиальные отложения.

*В зоне сухих степей* широко развиты лессовидные суглинки и глинистые породы. В пределах Прикаспийской низменности на морских отложениях развиты лессовидные суглинки, а также широко распространены песчаные древнеаллювиальные отложения с барханно-бугристыми и грядовыми песками. Общей характерной чертой почвообразующих пород этой зоны является их в той или иной степени засоленность легко растворимыми солями, гипсоносность и карбонатность.

Почвообразующими породами *зоны пустынных степей* и пустынь являются древние и современные аллювиальные отложения и пески пустыни, а также в основном древнеаллювиального происхождения. В предгорьях Тянь-шаня к востоку от Туранской низменности почвообразующими породами являются пылевато-суглинистые лессы и лессовидные суглинки пролювиально-делювиального происхождения.

## Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК

Геологическая деятельность рек, как и некоторых других экзогенных факторов, складывается из трех этапов – разрушение, перенос и отложение. Разрушение горных пород речными водами получило название размыва или *эрозия*; перенос и отложение материала соответственно называются также транспортом и аккумуляцией. Аккумуляционную деятельность рек также называют аллювиальной (намывной) и самые отложения реки – *аллювиум*.

Реки – постоянно действующие водные потоки. Река может начинаться с небольшого родника (таковы многие реки равнин, например, Волга), а может широким потоком изливаться из озера (Нева, Ангара). Жизнь рекам, начинающимся в горах (Амударья, Кубань), часто дают талые воды ледников, с шумом прокладывая себе путь среди каменных нагромождений.

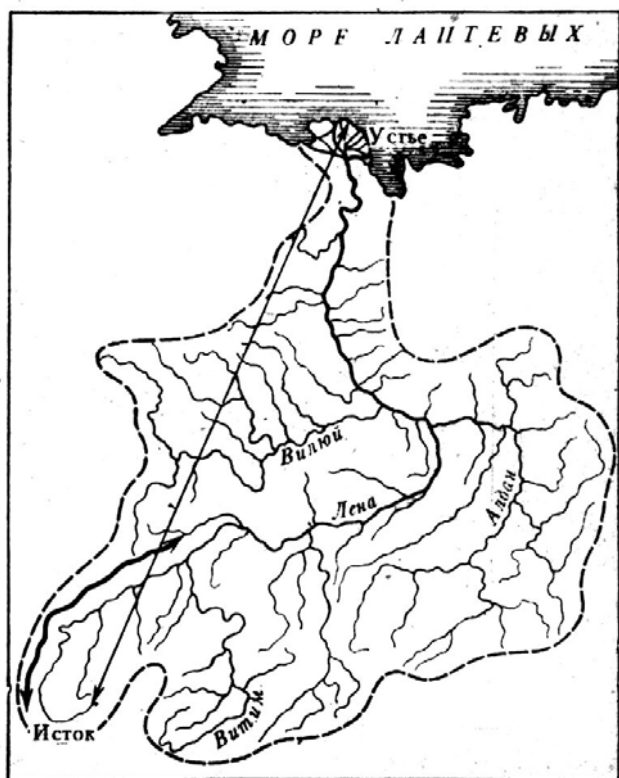


Рис 1.2. Речная система р. Лены и ее водосборный бассейн.

Речные системы разделяются высокоподнятыми участками суши, называемые *водоразделами*. В горных районах водоразделы между речными бассейнами определить довольно просто, так как они проходят по гребням хребтов. На равнинах же, где уклон земной поверхности невелик, найти водораздел между бассейнами трудно.

Каждая река начинается с *истока* и заканчивается *устьем* – местом впадения реки в другую водную артерию или водный бассейн. Большие (главные реки) стекают в океаны, моря, озера или теряются в безводных пустынях.

По пути рек отдельные струи воды, сливаясь, образуют ручьи, которые в свою очередь соединяются в реки. Река принимает в себя притоки, и количество воды постепенно увеличивается вниз по течению. Главные реки со всеми впадающими в них реками – притоками, притоками этих притоков и т.д. – образуют *речную систему*. Речная сеть любой местности имеет различную разветвленность, или густоту. Речная сеть реки Лены приведена на рис. 1.2.

Площадь суши, с которой вода стекает в реку, называется *водосборным бассейном*. Маленький ручей получает питание с площади, редко превышающей несколько квадратных километров. А водосборные бассейны крупных рек могут составлять несколько миллионов квадратных километров.

В процессе развития реки, размывая поверхность суши, формируют довольно широкие линейно-вытянутые понижения – *речные долины*. В формировании любой долины принимает участие постоянно действующие водные потоки.

В поперечном сечении долины, как правило, асимметричны, т. е. оба склона в поперечном сечении долины не подобны друг другу. Асимметрия объясняется неодинаковым размывом склонов.

Одна и та же долина в разных своих отрезках может обладать профилем то симметричным, то асимметричным. В извилистых долинах крутые склоны приурочены к вогнутой, более пологие – к выпуклой стороне. Таким образом, то правый, то левый склон оказывается более крутым. Если же разница в профиле противоположных склонов выдерживается на протяжении всей долины или на протяжении значительного отрезка ее, то такую долину или соответственный ее отрезок называют асимметричным.

Долина реки ограничивается с противоположных сторон *коренными берегами*, сложенными из ледниковых наносов или коренных пород, перекрытых делювием тех же наносов или откосами надпойменной террасы. По долине реки в пределах коренных берегов извиляется русло реки, приближаясь попеременно то к одному, то к другому берегу и по очереди подмывая их. Таким образом, вся долина реки, или ее пойма, разделена на удлиненные участки, ограниченные изгибающимся руслом реки с одной стороны и изгибами коренного берега с другой.

Часто изгибы реки так близко подходят к коренному берегу, что, подмывая его, обуславливают периодические оползни и обвалы.

Таким образом, в поперечном сечении долины выделяют следующие *геоморфологические элементы*: террасы, пойма, русло (рис 1.3).

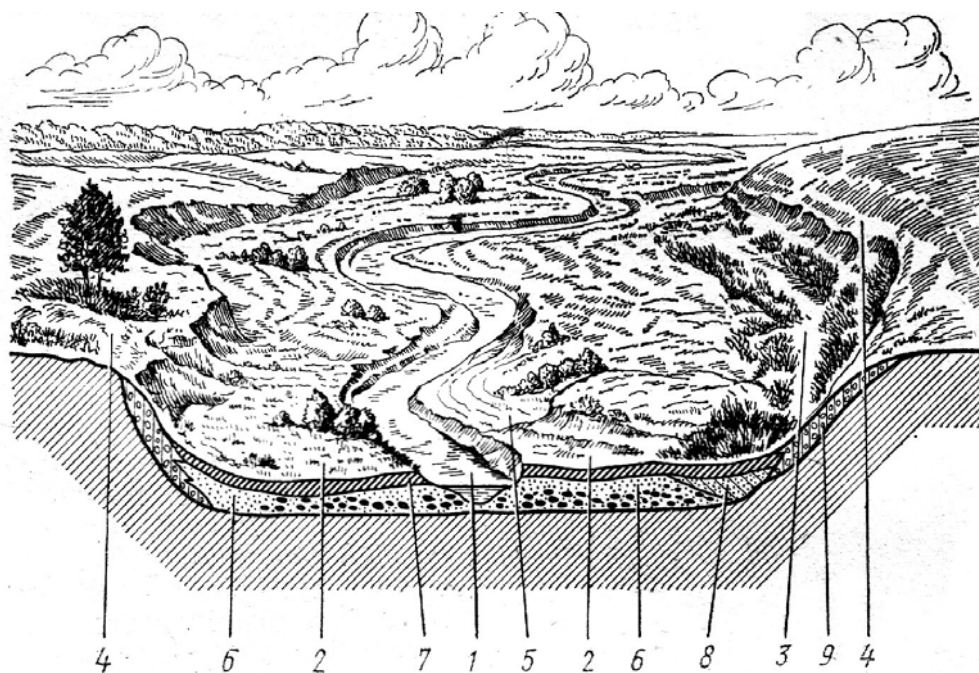


Рис. 1.3. Схема строения долины равнинной реки (рис. Н.Н. Костенко):

1 – русло, 2 – пойма реки, 3 – зарастающая старица, 4 – надпойменная терраса, 5 – береговые валы, 6 – русловый аллювий, 7 – пойменный аллювий, 8 – старичный аллювий, 9 – делювий

**Руслом** называют часть долины, постоянно заполненную водой. Русла бывают прямолинейными, извилистыми, узкими, широкими, мелководными и глубокими.

В процессе развития рек русла из прямолинейных становятся извилистыми, затем снова выпрямляются, перемещаясь на новое место. Перемещение происходит следующим образом.

При обрушении берегов вода, встречая на своем пути препятствие, отражаясь от него, устремляется к противоположному берегу и подмывает его. При этом у противоположного берега, где движение потока ослабевает, происходит заиливание, и образование песчаной отмели.

Движение водного потока по искривленному руслу от одного берега к другому постепенно делает русло еще более извилистым, способствует образованию излучин, или *меандр*.

Со временем меандры отделяются от основного русла. Происходит это в период разливов, когда вода выходит из берегов, прорезает перемычки излучин и отделяет меандры от общего русла. Отделившиеся части русел превращаются в *старицы* (старые, отмершие части русел). Перемещение русел способствуют формированию поймы реки (рис 1.4).

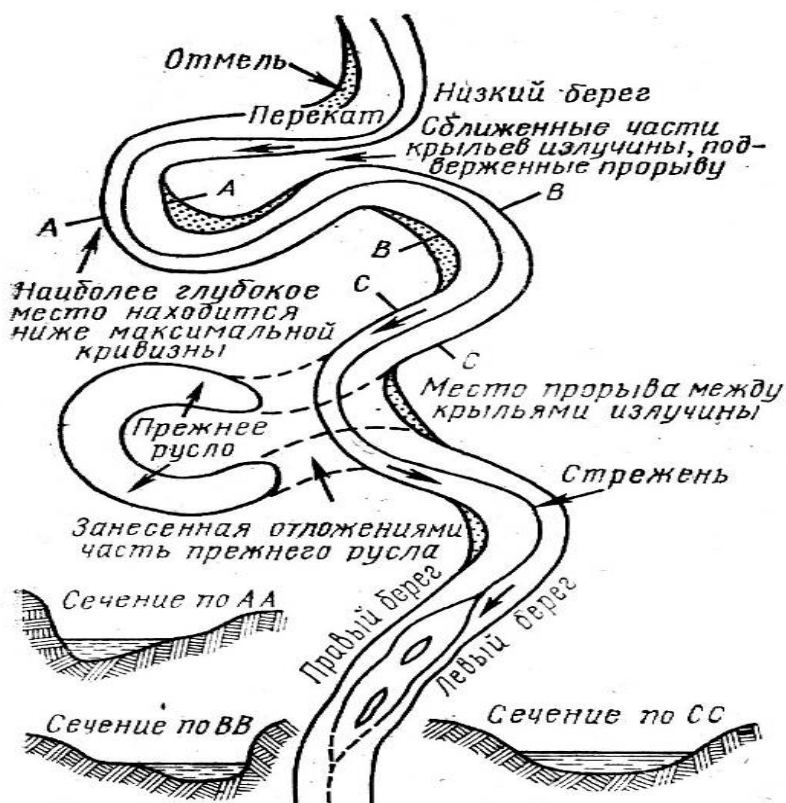


Рис. 1.4. Изменение морфологии русла реки

**Поймой** называют часть долины реки, которая в период разливов затопляется водой. Поверхность пойм обычно ровная, покрытая речными осадками. При углублении и смещении русла старая пойма размывается и на более низком уровне формируется новая пойма (при понижении базиса эрозии).

От старой поймы остаются ступенеобразные уступы, вытянутые вдоль склонов. Такие уступы называют **террасами**. Речными террасами в геоморфологии называют “располагающиеся уступами на известной высоте над тальвегом более или менее горизонтальные площадки, обязанные своим происхождением тем же эрозионным и аккумулятивным силам, которые создали и самую долину” (рис. 1.5).

Террасы могут располагаться в несколько ярусов. Счет террас ведут от современной поймы – первая надпойменная, вторая надпойменная терраса и т.д. Самая высокая терраса – самая древняя по возрасту. У равнинных рек может быть до 5, у горных – до 15 террас.

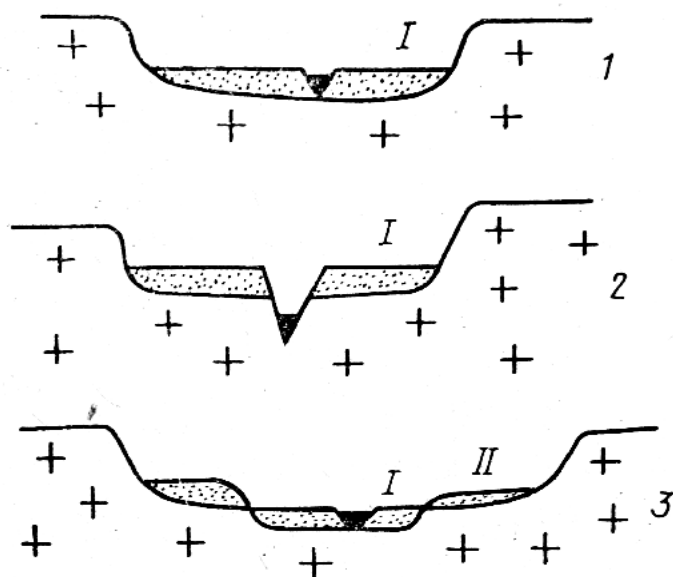


Рис. 1.5. Образование террас реки:  
1 – форма долины до поднятия суши;  
2 – углубление русла после поднятия суши;  
3 – боковой размыв и образование новой террасы

Редко одна и та же серия террас бывает одинаково хорошо развита на обоих склонах долины. Чаще террасы сохраняются более отчетливо то на правом, то на левом склоне.

Различают террасы общие для всей долины, т.е. повторяющиеся на всем ее протяжении хотя бы с перерывами, и местные (локальные), развитые только на ограниченном пространстве в тех или иных отрезках долины.

Возраст многих рек измеряется тысячами и миллионами лет. В развитии реки выделяют три стадии: юности, зрелости и старости.

*В стадию юности* русла рек глубоко врезаны, берега

обрывисты, преобладает донная эрозия (большинства горных рек).

*В стадию зрелости* донная эрозия затухает, но активизируется боковая эрозия, поэтому русла широкие, полноводные, вырабатывается пойма.

*В стадию старости* русла мелководные, скорость течения воды небольшая, в широких поймах наблюдаются меандры и старицы. Ширина долин во много раз превышает ширину пойм.

К элементам поймы относят: прирусловые дюны, притеррасные дюны, вздутые притеррасные пески, прирусловая пойма, центральная пойма и притеррасная пойма.

**Прирусловые дюны** образуются около русла реки. Огромное влияние на формирование прирусловых дюн играет половодье. Во время половодья вода разливается по всей территории поймы. После спада воды весь берег оказывается занесенным песком (рис. 1.6).

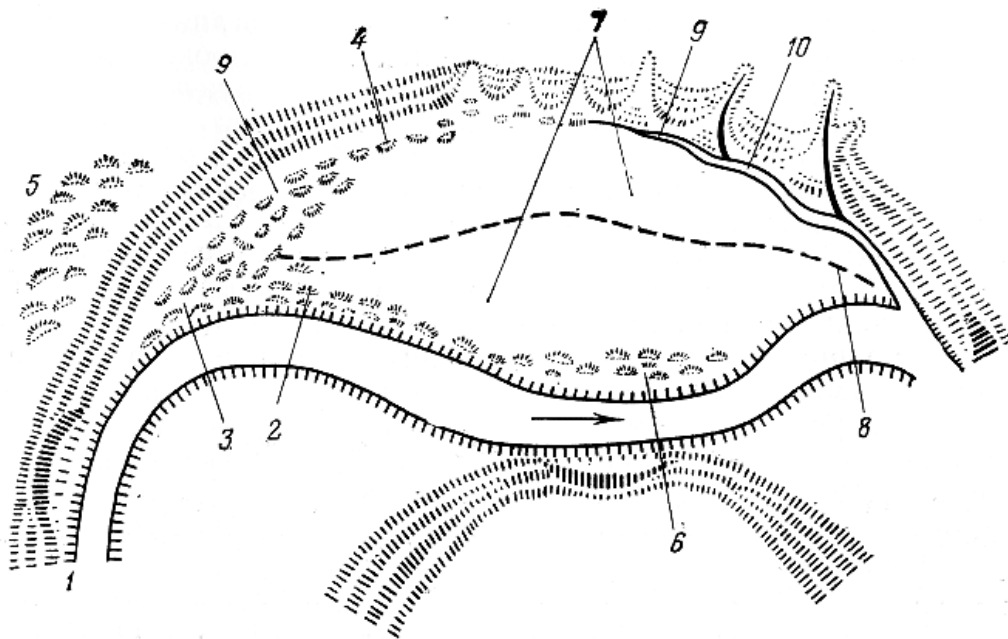


Рис. 1.6. Схема строения поймы (по В. Р. Вильямсу): 1 – бечевник; 2 – прирусловые дюны; 3 – область наибольшего скопления песков; 4 – притеррасные дюны; 5 – притеррасные вздутые пески; 6 – прирусловая пойма; 7 – центральная пойма; 8 – водоток (талъвег) центральной поймы; 9 – притеррасная пойма; 10 – притеррасная речка

Песок днем быстро высыхает с поверхности. Днем с реки на сушу дует бриз. Он перекачивает песчинки от русла до тех пор, пока песчинки не встретят препятствия в виде не занесенной песком растительности. У этих препятствий песок образует холмики с очень пологим откосом и, достигнув гребня у препятствия, ссыпается в форме крутого откоса. Таким образом, постепенно по всему берегу образуется длинное волнистое возвышение **прирусловых дюн**. Ночной бриз не может отнести песок обратно, т.к. испарение понижено и поверхность песка влажная.

Кроме бризов, по долине дует ветер, господствующий данного района, отраженный от коренных берегов. Смотря по направлению поворота долины, он дует или по течению реки, или против него.

На участке поймы, где ветер дует по течению реки, он разносит песок из области наибольшего скопления его, у поворота реки в начале участка поймы, по длине участка поймы, увеличивая здесь высоту прирусловых дюн. Он же откладывает песок буграми и в виде гряды **притеррасных дюн** вдоль коренного берега. Наконец, он разносит песок вглубь участка поймы, образуя область **центральной поймы**.

В том случае, когда ветер поймы дует против течения реки, он, перекачивая песок, вздувает его на незаливаемую террасу или на коренной берег реки, образуя область **вздутых притеррасных песков**.



Гряды разнесенных дюнных песков делят весь участок поймы на ряд областей: область прирусловой поймы (пляж), область центральной поймы и область притеррасной поймы.

Область **прирусловой поймы** (пляж) находится между руслом реки и областью прирусловых дюн. В случае малого развития прирусловой поймы в ширину она называется *бечевником*.

За прирусловой поймой, по другую сторону прирусловых дюн, следует область **центральной поймы**. Область центральной поймы отделяется областью притеррасных дюн от области **притеррасной поймы**, которая граничит с коренным берегом, и постепенно расширяется к нижней по течению части участка поймы. Эта область заполнена безвалунным песком.

Так как ветер не только перекачивает песок, но и развеивает его мелкие частички, то поверхность центральной поймы у границ прилегающих дюн всегда повышена, и по средней линии ее намечается наиболее пониженная часть – *тальвег* (водоток) поймы, имеющий, кроме того, общий уклон всей долины реки.

Притеррасная пойма имеет форму более или менее косоугольного, расширенного у основания треугольника. Вершина треугольника на плане лежит около скопления бугристых песков поймы, в том случае если последняя не выражена, около области вздутых притеррасных песков. По мере уменьшения высоты притеррасных дюн область притеррасной поймы постепенно расширяется до тальвега поймы и им ограничивается до конца участка. На участках слоистой поймы эта область занимает все понижение между коренным берегом и ближайшей к нему кривой, причем это понижение расширяется в своей нижней по течению реки части. Эта зона накапливает наибольшее количество влаги.

Вследствие обильного притока воды в притеррасной пойме протекает притеррасная речка, иногда принимающая притоки, стекающие по прилегающим долинам. Так как в ту же область впадают и овраги, притеррасная речка извивается, обходя конусы овражных выносов. Притеррасная речка часто с перерывами начинается около области бугристых и вздутых песков поймы и впадает в реку по нижнему концу тальвега.

Притеррасная речка течет по крупно песчаному дну, из которого во многих местах пробиваются ключи грунтовой воды, поддерживающие чистоту дна. Песок, подстилающий всю область притеррасной поймы, обладает свойствами пльвуна, т. е. он быстро заполняет выкопанную яму до постоянного уровня и выплывает из откоса. Область его распространения определяет собой и величину области притеррасной поймы.

Так как в эту область непрерывно поступает вода, то в почве притеррасной поймы создаются анаэробные условия, и здесь развивается притеррасное болото. Отлагающееся здесь в огромном количестве мертвое органическое вещество, вследствие подпора воды, никогда не ложится плотно, а всегда поддерживается в полуплавучем состоянии, образуя непроходимую топь. Вся растительность, главным образом крупные осоки, развивается в виде кочек, достигающих часто метра в высоту. Ольха и ива, составляющие главный покров этих топей, также развиваются на кочках. Растительность

таких лесов вследствие изобилия прилегающей пищи представляет непролазную чащу.

Притеррасная топь, несмотря на очень значительное ежегодное накопление отмирающего органического вещества, однако не растет в вышину. Бесперывный восходящий ток грунтовой воды, лишенный кислорода, промывает снизу всю накапливающуюся органику, и выносят ее в реку. В этих условиях идет сильное разложение богатого золой торфа, который представляет собой черную землистую массу с крупными остатками недавно отмершей травянистой растительности и с корой и корнями ольхи с клубеньковыми бактериями.

**Песчаные области** поймы и бугристые пески отличаются от песчаных областей водоразделов тем, что пески их совершенно отмыты от частичек глины и отсутствует грубый ветровой элювий, характерный для котловин выдувания водоразделов.

Поскольку пески на этой части поймы залегают буграми, уровень грунтовой воды на понижениях и повышении песчаных областей может достигать очень значительной величины.

Горизонт грунтовой воды в понижениях между буграми постоянен и залегают неглубоко. Поэтому здесь произрастают древесные растения с неглубокой корневой системой. На этих частях поймы произрастают, как правило, еловые, березовые и осиновые леса.

На бугристых песках, на возвышениях господствует исключительно деревянистая растительность с развитой в глубину корневой системой, преимущественно сосна. В области наибольшего скопления песков поймы она часто замещается дубом.

Под светлыми дубовыми лесами поймы покров травянистой растительности хотя и довольно скуден, но разнообразен. Зато под пологом сосны, на так называемых “боровых песках”, он беден и однообразен, состоя из редких корневищных злаков.

Интересна по гранулометрическому составу и область центральной поймы. Она сложена преимущественно глинистыми частицами, содержит органическое вещество и богато микрофлорой.

## Глава 5. ВОДНАЯ ЭРОЗИЯ

Разрушающее действие текущей талой, дождевой и ливневой воды на почву и подстилающие породы называется **водной эрозией**. Различают нормальную (геологическую) и ускоренную эрозии.

**Нормальная эрозия** протекает очень медленно на покрытой естественной растительностью земной поверхности. Постепенная потеря органических частиц верхнего слоя почвы восполняется в ходе почвообразовательного процесса, поэтому нормальная эрозия практически не приносит вреда.

**Ускоренная эрозия** происходит на площадях с расчлененным рельефом, т. е. с уклоном более  $1^{\circ}$ , где частично или полностью уничтожена естественная древесная и травянистая растительность. К ускоренной эрозии приводят также распашка и сплошная рубка на площадях с уклоном более  $5^{\circ}$ .

Ускоренная эрозия делится на плоскостную и линейную (овражную). *Плоскостная эрозия* – это смыв верхних горизонтов почвы. Мелкие струйки талой воды, протекая по поверхности поля, образуют неглубокие промоины и ложбинки, часто незаметные на глаз. При последующей обработке почвы эти промоины заравниваются. Следующей весной или после дождей стекающая вода прокладывает новые пути – образуются новые промоины и ложбинки, которые вновь скрадываются при вспашке и культивации. В результате происходит постепенное смывание его мощности и образование делювиальных отложений у подножия склонов.

Почвы, подвергающиеся действию ускоренной эрозии, называются *эродированными*. Ускоренная плоскостная эрозия приводит к значительному снижению плодородия почвы.

*Линейная эрозия* связана с плоскостной и вызывает образование оврагов. *Оврагами* называют крутосклонные ложбины и промоины, созданные мощными потоками талых и ливневых вод, которые не могут быть сглажены обычной очередной обработкой почвы. Овраги различаются своими размерами и формой, измеряющимися в зависимости от климата, растительности, рельефа, плотности и горных пород, возраста, глубин базиса эрозии, площади водосбора и стадии развития.

Первая или начальная стадия развития оврага заключается в образовании промоин глубиной 30-50 см, которые невозможно заровнять обычной вспашкой. Она наиболее интенсивно протекает на распаханых площадях.

Вторая стадия начинается с образования в вершине промоины перепада, или обрыва. В этой стадии овраг быстро растет навстречу потоку воды, т.к. происходит подмыв и обваливание грунта в вершине, углубление дна оврага и его расширение за счет осыпания откосов.

Третья стадия сопровождается дальнейшим углублением русла до местного базиса эрозии, устье оврага достигает дна балки, берега ручья, реки, т.е. уровня того места, в которое впадает овраг. В течение третьей стадии овраг вырабатывает главным образом профиль дна своего русла. К концу третьей

стадии вода стекает по дну оврага, не производя сколько-нибудь заметных размывов.

Четвертая стадия развития оврага – стадия затухания. К этому моменту полностью прекращается размыв дна, сглаживается обрыв вершины. Склоны оврага приобретают угол естественного откоса, т. е. не происходит осыпания склонов. Постепенно вершина и склоны зарастают травянистой и древесной растительностью, и овраг превращается в балку.

Глубина оврагов и блок зависит от глубины базиса эрозии. **Базисом эрозии** называется уровень или горизонтальная поверхность, ниже которой вода не производит размывающего действия. Это чаще всего различные понижения в рельефе, днища старых балок, долины рек и уровень воды в местных водоемах или реках. Глубина базиса эрозии определяется разницей между наивысшей точкой данного водораздела и базисом эрозии. Она может колебаться от десятка до сотен метров. Увеличение базиса эрозии вызывает появление вторичных оврагов по дну балок.

При борьбе с оврагами основное место занимает облесение – лесомелиорация. Кроме того, применяют специальные гидротехнические сооружения, регулирующие движение воды в вершине оврагов и по их дну.

Эрозия почв в горах вызывает образование селей.

## Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Поверхность земного шара непрерывно омывается потоками воздуха. Перемещаясь из одних районов в другие, воздушные массы совершают определенную работу: на море образуют волны, на суше разрушают горные породы, выдувая из них пылеватые частицы.

Геологическая деятельность складывается из трех этапов: разрушение, перенос и отложение. Геологическая деятельность ветра проявляется по-разному в различных климатических зонах. Наиболее благоприятные для ее проявления области с сухим и жарким климатом. Периодически геологическая деятельность ветра активизируется в районах, охваченных засухой. Ветер свободно разрушает высушенные, не скрепленные растительностью почвы и грунты, переносит пыль и песок, способствуя образованию качественно новых осадочных пород: лесса, эоловых песков. В процессе разрушения и осадконакопления формируются новые формы рельефа.

Геологическую деятельность ветра и связанные с ней отложения называют **эоловыми** (Эол – бог ветров в древнегреческой мифологии).

Ветер выдувает пылеватые частицы и песчинки из продуктов физического выветривания и рыхлых, слабосцементированных пород. Разрушение пород выдуванием называют *дефляцией* (лат. дефляцио – выдувание). Развевание отложений и почв ветром называют *ветровой эрозией*.

Перенос продуктов разрушения во многом зависит от скорости ветра и силы восходящего потока воздуха. Уже незначительное движение воздуха (*штиль*), выражающееся скоростью всего в несколько десятков сантиметров в секунду, способно поднимать и уносить мелкие частицы. Так например, *умеренный ветер* (6 м/сек) переносит песчинки диаметром до 0,25 мм.

*Сильный ветер* обладает значительно большей живой силой: он может перебрасывать и переносить довольно крупные зерна пород вплоть до гравия и мелкой гальки. Так, ветер, дующий со скоростью 10 м/сек способен транспортировать зерна диаметром 1 мм. Если ветер становится *штормовым* (20 м/сек), то его мощный поток увлекает не только песчинки, но и мелкие камешки.

При длительных штормовых ветрах – *суховеях* – интенсивность дефляции усиливается. В пустынях суховеи – явление довольно частое. В Средней Азии с 1951 по 1955 год, прошли 3882 *бури*. Во время одной из них на Украине (1960 год) в воздух было поднято около 25 км<sup>3</sup> почвы на высоту до 2 км. Бури можно классифицировать по цвету пыли на черные, красные и белые.

Черные бури несут чернозем. От этого воздух теряет свою прозрачность, наступает темнота. Бури продолжаются недели, иногда месяцы. В 1969 г, черная буря на Дону и Кубани (скорость ветра 30-40 м/с) выдула почву вместе с посевами и озимых и намела у препятствий (ограды, дома, лесополосы) земляные валы. В Ростовской области снежно-земляные валы достигали 2 м высоты при ширине 25-45 м. Ураганный ветер был настолько сильным, что на западном берегу Азовского моря воды вышли за пределы берега и затопили

более 500 м береговой полосы. Черные бури известны на территории Западной Европы, США.

Красные бури типичны для пустынь. Вместе с пылью они переносят и песок. Наблюдаются в пустынях Африки, Австралии.

Белые бури – явление сравнительно редкое, характерное для районов распространения солончаковых и загипсованных почв (Приаралье, побережье Каспийского моря).

*Ураганы*, скорость ветра которых превышает 30 м/сек, достигают огромной разрушительной силы. Ураганы наносят тройной удар – шквальными ветрами, проливным дождем и огромными волнами. Ураганные ветры легко могут вырывать с корнем деревья, срывать крыши с домов и переворачивать автомобили. Ураганные ветры (свыше 30 м/сек) поднимают камни 3-4 м в поперечнике, а в отдельных случаях и до 8 м, а затем обрушивают их на территории движения урагана. Все ураганы порождаются теплой морской водой и влажными ветрами. Как правило, ураганы характерны для Атлантики. В Тихом и Индийском океанах ураганы называются *тайфунами* и тропическими *циклонами*. Особенно страшны тропические ураганы.

Прибрежным низменным районам ураганы наносят колоссальный ущерб. Так, самые страшные из известных в истории бедствий произошли на густонаселенных берегах Бенгальского залива. Ураган, обрушившийся на Калькуту в 1737 г., унес 300 000 жизней. А число жертв тропического циклона в Бангладеш в 1970 г. достигло полумиллиона человек.

Крупные обломки и песчинки переносятся ветром волочением по поверхности или на небольшой высоте (2-3, реже 3-4 м) на расстояния от десятков до нескольких километров, за длительный промежуток времени оно увеличивается до сотен километров.

Поскольку токи воздуха направляются не только горизонтально вдоль земной поверхности, но и вертикально, то оторванные частицы почвы поднимаются также вверх.

Пылеватые частицы ветер поднимает до очень больших высот, нередко выражающихся многими сотнями метров, иногда даже несколькими километрами. Мелкий песок поднимается ветром на высоту до нескольких десятков метров, а более грубый песок и мелкий хрящ – на высоту 8-10 м.

В зависимости от природы выдуваемого ветром материала находится и то расстояние, на которое этот материал может переноситься. При этом осуществляется сортировка материала: наиболее мелкие частицы уносятся особенно высоко и далеко, а крупные перебрасываются на сравнительно небольшие расстояния.

В нашей стране можно привести немало примеров подобного переноса песка и пыли. Так, при сильных восточных ветрах тонкие песчинки и пыль в больших количествах транспортируются по воздуху из песчаных пространств Каракумов на западные берега Каспийского моря.

Путешествие песчинки по воздуху чаще всего прекращается тогда, когда она попадает в места, мало или совсем недоступные для ветра или покрытые растительностью.

Накапливающиеся таким путем рыхлые пески названы геологами *эоловыми песками*.

В процессе передвижения в воздухе выдуваемые частицы иногда производят попутную работу шлифовки тех поверхностей, с которыми им приходится соприкасаться: это может быть какой-нибудь каменный участок поверхности пустыни, или выдающиеся на поверхность камни, скалы, а иногда и какие-нибудь человеческие сооружения. Подобная работа носит название корразии. *Корразия* – истирание поверхностей частицами гонимого ветром песка. Нередко на наших железных дорогах, пересекающих пустыни, можно видеть в зданиях оконные стекла настолько отшлифованные, что они кажутся матовыми. Подобная шлифовка производится дюнным песком, переносимым ветром.

Песчинки, поднимаемые ветром на высоту 2-3 м, ударяются о скальные породы, разрушают их, сглаживают и обтачивают поверхность скал. В результате длительного воздействия ветра выступы скал принимают столбчатую или грибовидную форму.

В пустынных областях нередко можно наблюдать еще одно явление, связанное с обтачивающей работой песка. Если движущийся песок встречает на своем пути какую-либо вертикальную поверхность, недостаточно однородную по своей прочности, то под действием постоянно бомбардирующих эту поверхность песчинок в ней вытачиваются ничтожнейших размеров мелкие лунки. Когда такие лунки сформировались и обособились, каждая песчинка, ударяясь в них, выскакивает обратно, сделав предварительно несколько вращательных движений. Таким образом, к прямым ударам прибавляется сверление, в результате чего лунки разрастаются, достигая ширины и глубины несколько десятков сантиметров, и вся поверхность становится ячеистой. Иногда в этих своеобразных ячейках застревают даже те галечники или песчинки, которые переносит ветер. Разрастаясь дальше, ячейки соприкасаются своими краями, изолирующие их стенки разрушаются, образуется довольно бесформенное углубление, которое может развиваться до размеров пещеры.

Своеобразный процесс представляет собой образование в пустынях так называемого пустынного загара. Почти все горные породы содержат, хотя и в самом ничтожном количестве соли железа и марганца. Вместе с тем все породы в природных условиях содержат также и большое количество влаги, хотя на взгляд они и представляются сухими (воздушно-сухими). На стороне, которая обращена к солнцу, эта влага вследствие нагревания усиленно испаряется, а из более глубоких частей породы поступают новые порции влаги, несущей железо и марганец. Испарение оставляет у самой поверхности окислы железа и марганца, обладающие черным цветом. Таким образом, даже породы очень светлой окраски, например белый известняк или светло-серый сиенит, покрываются черной коркой толщиной 1-2 мм. Эта корка обладает достаточной прочностью, так что, подвергаясь обработке песчинками, она полируется до блеска. Блестящая поверхность скал, обращенных к югу, очень характерна для пустынных районов Средней Азии.

Таким образом, условия для геологической деятельности ветра на земной поверхности не одинаковы. Интенсивность эоловых процессов зависит от ряда условий: гранулометрического состава пород, их связности, наличия защитного полога, силы и режима обвевания ветром.

Области, покрытые густой растительностью (травянистой, как в степях, либо древесной, как в тайге) неблагоприятны для деятельности ветра. Наконец, в Арктике снеговой покров и избыточное увлажнение в короткое лето также тормозят геологическую деятельность ветра.

Эоловые отложения представлены в основном пылеватым материалом и песком (эоловые пески, лесс). Главные районы накопления песка – пустыни и (в меньшей мере) берега рек и морей. Пыль осаждается у естественных препятствий, которыми служат горные хребты и лесные массивы. Вместе с эоловой пылью иногда осаждается вулканический пепел, выброшенный в атмосферу при вулканических извержениях. Пыль, осаждающаяся на поверхность океанов, опускается на дно и смешивается с морскими осадками. Много пыли осаждается на склонах гор и в предгорьях.

Из пыли образуется пористая порода – **лесс**. Цвет породы желтовато-серый или палевый, состоит из обломков кварца, глинистых частиц и кальцита, неслоистая, размер обломков от 0,01 до 0,05 мм. Лесс распространен в Китае, в нашей стране, на Украине, во многих местах Западной Европы, западных штатах Америки. Лесс можно встретить в Австралии и Африке.

По возрасту лессовые породы являются сверстниками человека. Время их накопления совпало с антропогеном – периодом зарождения и развития человека. Этот период называют также четвертичным.

Велико значение лессов в народном хозяйстве страны. На них формируются одни из самых плодородных почв Земли – черноземы. Лессы используют также для получения разнообразных строительных материалов. Например, лучший красный кирпич делается из лессовых пород.

На лессах строятся дома и заводы, дороги и плотины. Из них возводятся многие земляные сооружения: насыпи, дамбы, насыпные плотины. В толщах лесса прокладываются каналы и устраиваются водохранилища.

Существует несколько гипотез происхождения лесса: делювиальная, почвенно-элювиальная, эоловая. Сторонники почвенно-элювиальной гипотезы (Л.С.Берг) рассматривают лесс как продукт биохимического выветривания, делювиальной (А.П. Павлов) – как отложения, накопившиеся при смыве дождевыми водами продуктов выветривания. Наибольшим признанием пользуется гипотеза эолового происхождения лесса (В.А. Обручев, И.В. Мушкетов, Ф.П. Рихтгофен).

Главным источником пыли в Европе, согласно эоловой теории происхождения лессов, является материал, оставленный в центральных и северных районах великими ледниками. Другими источниками пыли называют пустыни средней Азии, Аравии, Гоби и др.

Приносимый различными способами пылеватый материал подвергается воздействиям температурных колебаний, химических веществ, организмов и



растений. Проходят десятилетия, сотни и многие тысячи лет и вот результат – сформированная толща лесса.

Эоловые пески встречаются по берегам рек, морей и на обширных пространствах пустынь. Одна из распространенных форм песчаного рельефа – **дюны** – песчаные холмы, образующиеся при воздействии ветра на незакрепленный растениями песок. Различают дюны приморские, приречные и материковые. Морские дюны формируются на берегах морей, где господствующие ветры дуют в направлении берега.

Выносимый с пляжа песок задерживается у препятствий (неровностей рельефа, деревьев и др.), накапливается в виде холмиков. Сливаясь, холмы образуют песчаные валы или гряды. Если на пути дюны отсутствуют преграды, она перемещается в глубь материка. По мере передвижения первой гряды на ее месте возникает вторая, затем третья и т.д., так образуются несколько дюнных гряд.

Скорость перемещения песка колеблется от нескольких сантиметров до 20 м и более в год. В плане дюны имеют дугообразную или параболическую форму. Наветренный склон их обычно пологий ( $5-12^\circ$ ), подветренный крутой ( $30-33^\circ$ ) и несколько выпуклый. Высота морских дюн достигает 30 м и в исключительных случаях – 100 м.

*Морские дюны* известны на побережье Северного Ледовитого океана, Балтийского моря (Калининградская область, Латвия). Особенно большое распространение получили дюны вдоль Атлантического побережья Франции. Именно здесь, у французского города Аркашона, находятся самые высокие дюны Европы. Они представляют собой миниатюрные горные хребты с “дымящимися” при ветре, как у вулканов, вершинами. Ширина полосы, захваченная в этих местах подвижными песками, достигает 9-10 км. Обычная высота дюн в этом районе измеряется десятками метров. Наиболее крупные дюнные скопления достигают 70-90 метров.

*Речные дюны* образуются на песчаных отмелях и в поймах рек. Высота их 5-10 м, редко 20-30 м. Дюны встречаются на берегах многих рек (Днепр, Дон, Лена и др.).

Движущиеся дюны приносят много бед. Неумолимо двигаясь внутрь материка, подвижные пески засыпают на своем пути все – дома, дороги, сады и даже целые селения.

*Материковые дюны* – материковые пески большей степенью представлены песчаными пустынями. Песчаные пустыни – площади, покрытые огромным количеством песка, встречаются как на равнинах, так и в горных районах (Памир). Песчаные пустыни довольно широко распространены. С самолета имеют вид огромного песчаного моря, покрытого песчаными волнами.

Песчаный материал поступает в пустыню с ее окраин, где идет разрушение горных пород, выдувается из пойм рек, откладывается речными водами. Песок движется в направлении господствующих ветров. Гонимый ветром песок задерживается около препятствий и образует формы аккумулятивного рельефа – барханы, кучевые пески, грядовые пески.

**Барханы.** В отличие от дюн, навеваемые пески иногда получают правильную, очень своеобразную внешнюю форму. С наветренной стороны масса песка обладает очень пологой, падающей навстречу ветру поверхностью со следами ветровой ряби. Иногда барханы стоят обособленно один от другого и отличаются большой правильностью форм. Иногда их краевые части сливаются, и правильность очертаний несколько теряется (рис. 1.7).

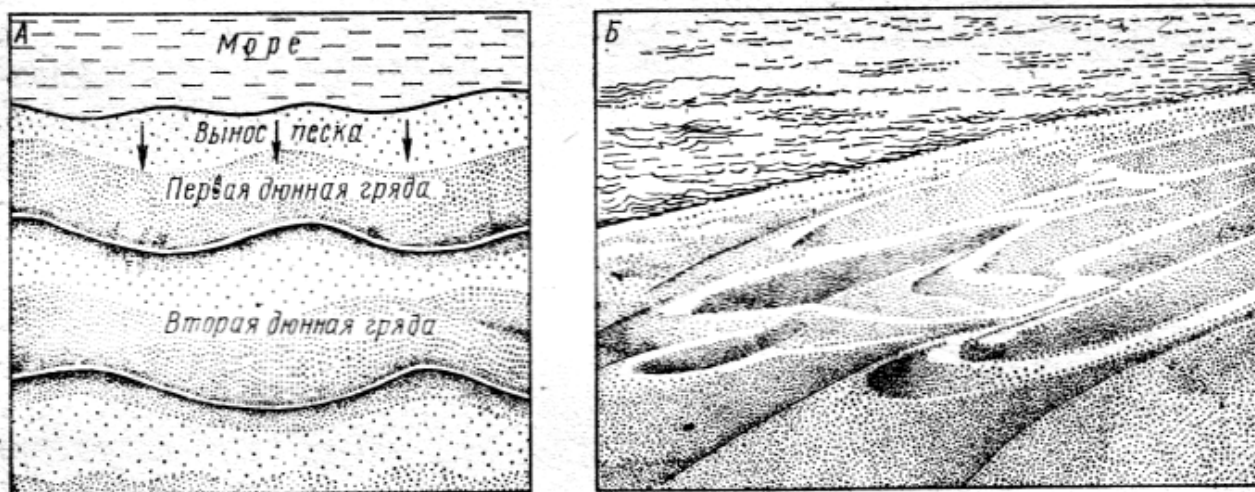


Рис. 1.7. Формы эолового рельефа: А – дюны, Б – барханы  
(по Мильничуку и Н. С. Арабаджи, 1979)

Там, где ветры дуют попеременно в различных направлениях, барханы постепенно перестраиваются: их крутые откосы постепенно перемещаются на подветренную сторону. Таким образом, в сезоны, когда преобладают западные или юго-западные ветры, все барханы обращаются своими подковами на восток, когда же преобладают восточные и северо-восточные ветры. Барханы своими подковами обращаются на запад или юго-запад. Высота отдельных барханов над окружающей их местностью достигает нередко 20-30 м. Известны барханы до 50 м высотой. Высота гряд в пустынях средней Азии достигает 60-70 метров. В пустынях Аравийского полуострова встречаются барханные цепи стометровой высоты. Но особенно велика высота песчаных гряд в Сахаре. Здесь они образует могучие цепи двухсотметровой высоты. Над ними возвышаются отдельные песчаные пирамиды. Профессор Каирского университета Капо-Рей указывает, что такие пирамидальные скопления песка нередко достигают высоты 300-500 метров.

Протяженность барханных гряд от 3 до 20 км. Расстояние между гребнями параллельных гряд 1,5-3,5 км. Барханные цепи вытянуты в направлении, перпендикулярном господствующим ветрам. Скорость передвижения барханов 30-40 м/год, барханных гряд – намного меньше.

Возникновение барханных форм объясняют следующим образом. Если на пути перевеваемой массы песка встречается препятствие в виде отдельно стоящего крупного камня или куста пустынной растительности, то возле этого предмета происходит навевание песка. Когда навеваемая масса достигает

уровня того препятствия, которое стоит на пути, начинается пересыпание песка на подветренную сторону, а по бокам возникшего препятствия ветер заносит вперед массы песка, которые и образуют выступающие части подковы.

**Кучевые пески** – холмы неправильной формы, образующиеся вокруг отдельных камней, деревьев или других предметов. Высота холмов от 1 до 12 м, встречаются на окраинах пустынь.

**Грядообразные валы** – одна из наиболее крупных форм песчаного рельефа. Они симметричны в сечении и вытянуты в направлении движения ветра. Их высота 10-60 м, максимум 200м, протяженность – десятки и сотни километров. Песчаные гряды разделены между собой ложбинами. Смерчи, часто наблюдающиеся в пустынях, делают их поверхность ячеистой (грядово-ячеистый рельеф).

Геологическая работа ветра в основном вредна для человека, т.к. в результате неё уничтожаются плодородные земли, разрушаются постройки, нарушаются транспортные коммуникации. Выделяются два вида борьбы: пассивная и активная. Первый вид сводится к мерам, направленным на закрепление песчаных полей, подвергающихся перевеванию, деревьями. Второй вид – управление ветровой энергией. Создаются преграды, ослабляющие силу ветра или изменяющие направление переноса: плетни, заборы, лесополосы и др.

## Глава 7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Ледовый панцирь Земли – гляциосфера – природные льды. Это та часть гидросферы, которая существует при отрицательных температурах.

В умеренных широтах природные льды образуются зимой и разрушаются весной (т. е. носят сезонный характер) – это снежный покров и зимний лед на озерах и реках. В высоких же широтах и в горах преобладают многолетние льды, айсберги, подземные льды и ледники.

**Ледники** – это огромные массы природного движущегося льда, образующиеся в процессе накопления и последующего преобразования твердых атмосферных осадков.

Современные ледники занимают 11% поверхности суши. 98,5% этой площади приходится на ледники Антарктиды, Гренландии и островов Северного ледовитого океана.

Необходимые условия образования ледников – холодный климат и твердые атмосферные осадки. В условиях холодного климата происходит постепенное накопление снежного покрова, так как количество выпадающих в этих районах твердых атмосферных осадков преобладает над количеством стаивающего снега. Граница, выше которой снег накапливается и не стаивает в течение длительного времени, получила название *снеговой линии* или *снеговой границы*. Ниже этой границы снег сохраняется только в холодный период и исчезает в теплый. Выше снеговой границы снег распространяется неравномерно. В горных районах склоны, обращенные навстречу господствующим ветрам, почти лишены снега. На склонах, защищенных от ветра, снег накапливается в больших количествах. Снежные массы под воздействием силы тяжести часто срываются со склона и скатываются вниз. Это снежные лавины.

В понижениях, расположенных выше снеговой границы, снег может накапливаться из года в год. В результате возрастает его мощность. Под влиянием многолетнего частичного оттаивания и замерзания, снег превращается в зернистый лед – **фирн** (нем. Firn – прошлогодний, старый). По мере накопления снега происходит уплотнение фирна, отдельные зерна сливаются и фирн превращается в мутно-белый **фирновый лед**, а затем в плотный прозрачный, голубоватый **глетчерный лед**. На образование 1 м<sup>3</sup> глетчерного льда расходуется около 11 м<sup>3</sup> снега.

Лед, обладающий пластичностью, под действием гравитационных сил растекается в стороны или спускается со склонов в виде вытянутых языков. Скорость движения льда зависит от скорости течения его массы. Чем больше массы ледника, тем больше скорость его течения. Например, Гренландский ледник за сутки продвигается на 5-20 м., Антарктический – до 40 м.

Область, по которой происходит движение ледника, называют *областью стока*. Каждый ледник состоит из двух главных частей – области питания или фирнового бассейна и области расхода. Эти области находятся в разных высотных поясах, в неодинаковых климатических условиях. Первые – на значительных высотах, где летние температуры низки, атмосферные осадки

обильны и выпадают в основном в виде снега, вторые – гораздо ниже, где летом тепло и бывают дожди. По этой причине в области питания снега ежегодно выпадает больше, чем тает, а значит, масса льда постоянно увеличивается. В нижней области, наоборот, преобладает таяние, и эта масса убывает. Часть территории, покрытая ледником, а также прилегающая площадь, с которой он получает питание, называется *бассейном ледника*.

В области питания постоянно накапливаются снег и фирн, и для нее характерен положительный баланс массы (соотношение ее прихода и расхода). Помимо снегопадов в питании ледника участвуют также снеговые лавины и метели – они сносят снег с окружающих плато и склонов в фирновый бассейн.

Если ледниковые потоки (языки) спускаются ниже снеговой линии, они начинают таять. Ледниковые воды питают горные реки. Если количество тающего льда равно количеству льда, поступающего из области питания, границы ледника остаются более или менее стабильными и положение ледника считается стационарным. Если лед не успевает таять и границы его расширяются, ледник наступает. При сокращении границ ледника происходит его отступление.

В зависимости от условий образования ледников, их формы, размеров, а также соотношения областей питания и стока выделяют ледники: покровные (материковые), горные и промежуточные.

**Ледники покровного типа** формируются в районах, где границы питания располагаются очень низко, так что положительный баланс массы ледника становится возможным даже на равнине. Покровные ледники отличаются большим площадным распространением (до нескольких миллионов квадратных километров), выпуклой щитовидной формой, большой мощностью, совмещением области питания и области стока, радиальным течением льда (от центра к краям материков). К покровным ледникам относят ледники Антарктиды, Гренландии, островов Северного Ледовитого океана. Высотные отметки поверхности в центральной части ледника 2700-4100 м. Лед движется от центра к береговому обрыву и опускается на дно моря, покрывая значительные участки шельфа (материковой отмели). Это приводит к образованию *шельфовых ледников* – плавучих плит, состоящих из фирна и льда, толстых у основания и утончающихся по мере приближения к краям. От них периодически откалываются *айсберги*.

Все разнообразие **горных ледников** определяется горным рельефом, а также его соотношением с уровнем их границы питания. Мерой такого соотношения принято считать величину перепада высот между вершинами горных хребтов и границей питания. Эту величину называют *положительной разностью оледенения*. Именно она определяет размеры областей питания ледников, а значит и степень их развития, и сложность формы. Площадь наиболее крупных горных ледников превышает 1 тыс. км<sup>2</sup>. У горных ледников область питания разобщена с областью стока. Область питания этих ледников располагается в карах, области расхода оказываются в среднем ярусе гор, а иногда и в предгорьях.

**Промежуточные ледники** сходны и с покровными и с горными ледниками. Их делят на ледники плоскогорий и ледники предгорных областей. Ледники плоскогорий известны в Скандинавии. Крупнейший из них – ледник Южной Норвегии – Юстедаль. Он состоит из ледникового щита и ряда долинных ледников, спускающихся от него в разные стороны. Общая площадь ледникового массива 943 км<sup>2</sup>. Обилие снега в горах способствует широкому распространению ледников. Спускаясь с гор, они растекаются в области предгорий. Такие ледники называются предгорными. Они характерны для Анд (Южная Америка).

Ледники при движении производят определенную *геологическую работу*: разрушают горные породы, перемещают обломки и откладывают их в местах таяния льда. Ледники срезают скалы, перемещают впаянные в лед обломки горных пород. Движению ледника способствует вода, находящаяся у его подошвы и действующая как смазочный материал. Под тяжестью ледника сглаживаются неровности рельефа, в рыхлых породах выпахиваются углубления. Разрушительную работу льда называют **экзарацией** (выпахиванием) или ледниковой эрозией.

Размеры разрушений зависит от давления, оказываемого ледником на свое ложе. При мощности льда 100 м давление на 1 м<sup>2</sup> основания достигает 100 т, с увеличением мощности возрастает и давление. Разрушение усиливается, если в основание ледника впаяны обломки твердых горных пород. Они царапают и полируют встречающиеся на пути скальные породы. Глубина царапин измеряется миллиметрами, ширина – сантиметрами, длина – метрами. По положению царапин в пространстве определяют направление движения ледника. Встречающиеся на пути скалы ледник сглаживает, придает им округлую или вытянутую форму. Движущийся лед выносит из углублений продукты выветривания. Ледник переносит обломки горных пород. Обломки горных пород, впаянные в тело ледника, называют **мореной** (отложения, накопленные льдами).

Морены бывают движущимися и неподвижными. В зависимости от положения в теле ледника **движущуюся морену** подразделяют на поверхностную, внутреннюю, донную.

*Поверхностная морена* находится на поверхности ледника. Она может быть *боковой* (расположена по краям ледника) и *срединной* (образуется при слиянии нескольких ледников). Поверхностная морена при таянии льда перемещается внутрь ледника и становится *внутренней мореной*. Последняя образуется и при обрушении поверхностных морен в трещины ледника. Обломки, вмержшие в основание ледника, составляют *донную морену*. При движении обломки морены истираются, превращаясь в порошок, а наиболее твердые из них сглаживаются в гальку или валуны (рис. 1.8).

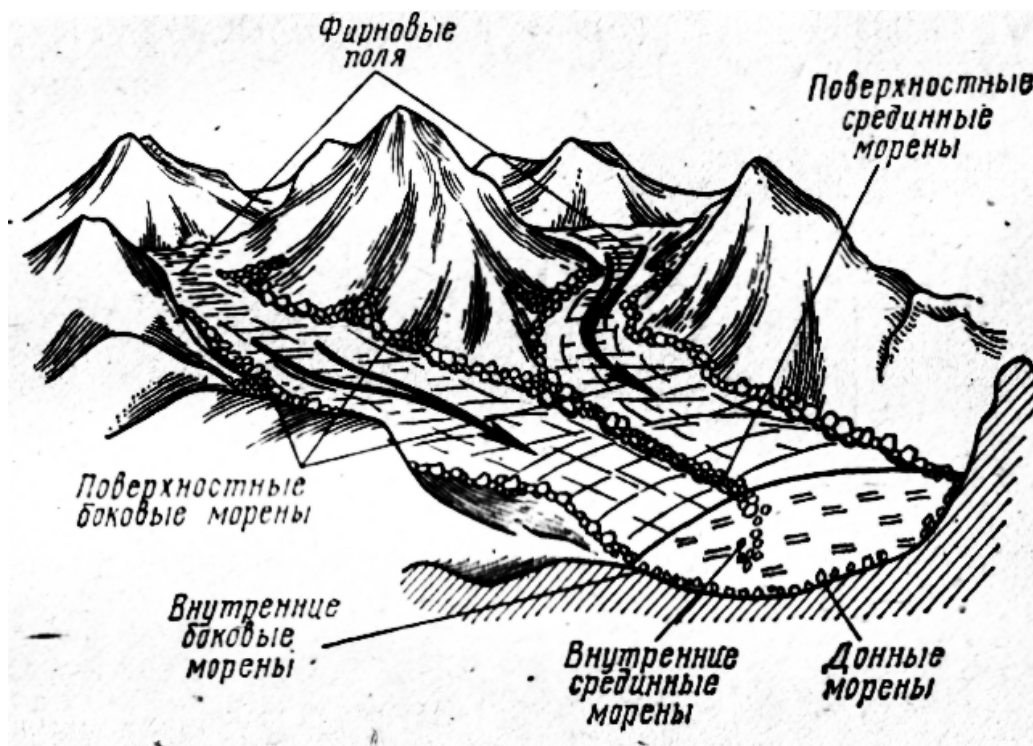


Рис. 1.8. Положение движущихся морен различных типов

При таянии ледников движущаяся морена постепенно опускается и отлагается на ледниковом ложе. Так возникает **неподвижная морена**. Выделяют основные и конечные неподвижные морены. В состав *основной морены* входят слившиеся донная, срединная, внутренняя морены. Залегают они в виде моренных гряд, вытянутых в направлении движения ледника. Основная морена состоит из тонкого мелкообломочного материала (глин, суглинков, песков) с включением и более крупных обломков – гравия, щебня и валунов. Основная морена отличается несортированностью материала. Аналогичный состав имеет и *конечная морена*, которая четко выделяется среди других типов морен вытянутостью вдоль края ледника, у границы его распространения. Каменные гряды конечных морен имеют высоту до 30-40 м. Если на пути движения ледника встречается несколько таких гряд, то это означает, что ледник отступал с остановками.

К формам ледникового рельефа относятся (рис. 1.9) **друмлины** (холм продолговато-овального очертания). Предполагают, что друмлины формируются у препятствий на пути движения ледника, у которых задерживаются моренные отложения. Высота друмлинов 5-25 м, протяженность до 2-3, а иногда и до 10 км.

Другой вид ледниковых отложений – **флювиогляциальные отложения** или водно-ледниковые осадки, образуются при участии ледниковых вод. Водные потоки, появляющиеся при таянии снега и льда, вымывают и выносят из тела ледника мелкие обломки. Отдельные ручьи, а то и целые реки промывают в толще льда глубокие долины, спускаются по трещинам к днищу ледника, промывают подледные туннели с ледяными сводами. Выходя за пределы ледника, водные потоки разделяются на множество рукавов,

теряющихся в скалах местности. Ледниковые воды оставляют осадки, называемые флювиогляциальными. Отложения ледниковых вод представлены сортированными и нередко слоистыми глинами, песками, гравием, галькой.

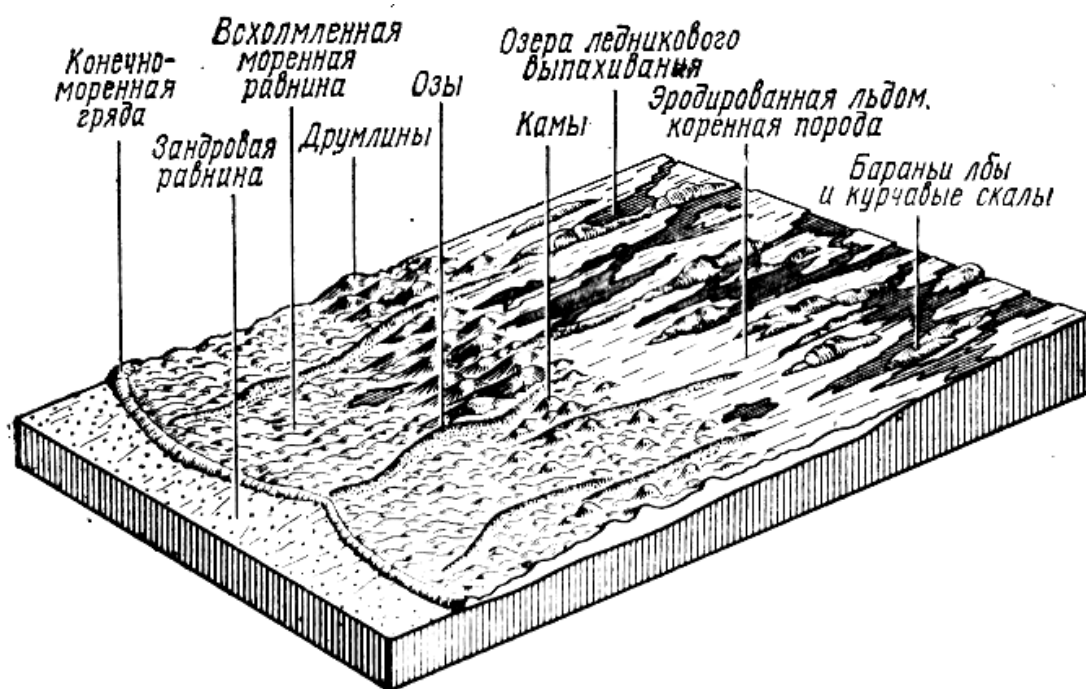


Рис. 1.9. Схема ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа

Отложения приледниковых озер отличаются слоистостью, обусловленной чередованием тонких слоев глины и мелкого песка. Каждая пара тонких слоев (слой глины и песка) отлагается в течение года. По их количеству судят о возрасте отложений. Глины такого строения называются ленточными. Они встречаются в Прибалтике, Карелии, Ленинградской области.

К аккумулятивным формам ледникового рельефа относятся озы, камы и зандры.

**Озы** – вытянутые в направлении движения ледника гряды с волнистыми и узкими гребнями. Ширина их неодинакова, местами они сужаются до такой степени, что становятся прерывистыми и приобретают вид вытянутых в цепочку продолговатых холмов. Длина гряд от нескольких сотен метров до десятков километров, высота от 5 до 50 м и более. Озы состоят из хорошо сортированных косослоистых песков, гравия и галечников. Их происхождение объясняют по-разному. Большинство исследователей придерживаются теории руслового происхождения озоров.

**Камы** – песчаные холмы высотой 10-12 м, беспорядочно разбросанные вблизи конечных морен. Холмы сложены хорошо сортированным песком с гравием и глиной. Предполагаю, что камы возникли на месте крупных ледниковых глыб, на поверхности которых были котловины, заполненные водой. В основании камов залегают валуны. Камы окаймляют конечную морену.



**Зандры** – обширные песчаные поля, простирающиеся перед конечными моренами. Поверхность их слегка волнистая. Образованы они слившимися между собой конусами выноса ледниковых потоков, выходящих из-под края ледника. При отступлении ледника конусы выноса наращиваются, образуется слегка волнистая равнина. Зандры сложены в основном песком, включающим небольшое количество гравия и глины.

Современны моренные отложения встречаются в горных районах. Моренные отложения равнинных территорий, как правило, следы ранних геологических эпох.

## Глава 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Примерно от 1/5 до 1/3 воды, выпадающей из атмосферы на поверхность суши, проникает внутрь земли. **Подземными** называются воды, находящиеся в земной коре. Они входят в состав минералов, заполняют поры и трещины в горных породах (рис. 1.9).

Вода встречается в горных породах в твердом, жидком и парообразном состояниях. В виде льда он присутствует в породах в тех районах земного шара, где среднегодовые температуры ниже нуля градусов. Водяные пары насыщают породы в областях с аридным климатом. В основном вода находится в земной коре в жидком состоянии.

Различают несколько видов воды в горных породах: кристаллизационная, гигроскопическая, пленочная, капиллярная, гравитационная, инфильтрационная, седиментационная, конденсационная, магматогенная или ювенильная.

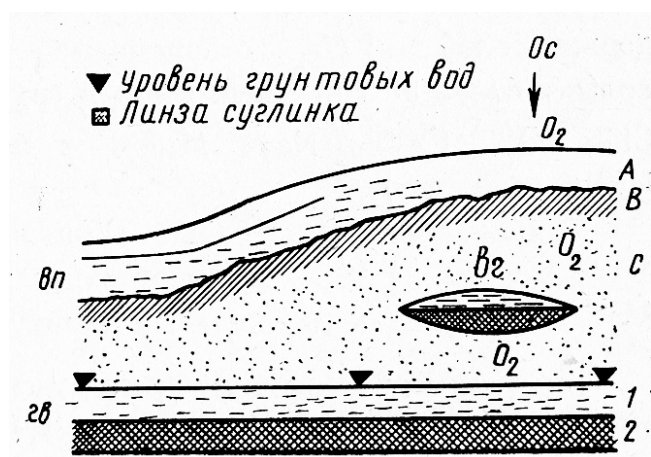


Рис. 1.9. Подземные воды: вп – верховодка почвенная; вг – верховодка грунтовая; гв – грунтовая вода; А – гумусовый горизонт почв; В – уплотненный иллювиальный горизонт; С – горная рыхлая порода; 1 – водоносный горизонт; 2 – водоупорный горизонт; Ос – атмосферные осадки;  $O_2$  – кислород

Осадочные толщи, с которыми связаны основные запасы подземных вод, сложены переслаивающимися пачками водопроницаемых и водонепроницаемых горных пород. Под влиянием сил тяжести атмосферные осадки и поверхностные воды постепенно просачиваются в нижележащие слои и скапливаются на первом водоупоре. Так образуется **водоносный горизонт**. В строении водоносного горизонта выделяют следующие элементы – *ложе* или *водоупор*, *водоносный слой* (горизонт), *зеркало* или *уровень грунтовых вод*. Кратчайшее расстояние между водоупором и зеркалом называют мощностью водоносного горизонта. Положение ложа водоносного слоя в пространстве может быть горизонтальным, наклонным и изогнутым (синклинальным). Скорость воды измеряется в метрах в сутки (например, мелкозернистые пески) и колеблется от доли метра до 100 метров в сутки (в галечниках).

В пределах одного участка может быть не один, а несколько водоносных горизонтов, отделенных друг от друга водоупорными слоями.

**Источники** образуются на склонах понижений, вскрышных водоносных горизонтах – на берегах рек, морей, склонов гор, оврагов. Таким образом, источником (ключ, родник) называется поток подземной воды, выходящей на

земную поверхность при ее естественных условиях, без участия человека. Искусственно открытые источники называют *колодцами*.

Подземные воды способны перемещаться из одних участков суши в другие, как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Вертикальные перемещения бывают как нисходящими, так и восходящими.

*Нисходящие источники* опускаются на глубину под действием сил гравитации. Они характерны для простого выхода вод верховодки и грунтовых вод в местах обнажения водоносных слоев, они вытекают спокойно по склону водонепроницаемого ложа, не обладают напором. Нисходящие источники встречаются на равнинах, по склонам долин и оврагов и на пологих склонах каких-либо возвышенностей вне речных долин. В последнем случае эти выходы обозначаются некоторым заболачиванием.

*Восходящие источники* выступают на поверхность под напором более или менее значительного столба воды в виде естественных фонтанов. Некоторые из них поднимаются под влиянием напора выделяющихся газов, которые действуют постоянно, или временами, производя периодические извержения. Такие источники называются *гейзерами*.

По условиям залегания подземные воды подразделяются на почвенные, верховодку, грунтовые и межпластовые.

**Почвенные воды** заполняют поры в почвах. Это гигроскопические или капиллярные воды. Они находятся в прямой зависимости от климатических условий района (температуры, количества атмосферных осадков), не имеют водоупора и занимают как бы висячее положение в слое водопроницаемых пород. Почвенные воды обеспечивают влагой растения.

**Верховодка** – самый верхний водоносный горизонт. Воды верховодки скапливаются на небольших линзах водонепроницаемых или слабопроницаемых пород. Водоносный слой имеет небольшую мощность (1-2 м) и ограничен в пространстве. В засушливое время года количество воды в верховодке резко уменьшается вплоть до полного исчезновения.

**Грунтовые воды** – это первый от поверхности водоносный горизонт, отличающийся от верховодки значительным распространением. Глубина залегания – от сантиметров до десятков метров. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Слои горных пород, через которое происходит просачивание воды с поверхности, называют зоной инфильтрации. В ее основании расположена зона насыщения (водопроницаемые породы, наполненные водой). Уровень грунтовых вод непостоянен. Он зависит от климатических и погодных условий: повышается в дождливое время года и понижается в засушливое. Грунтовые воды используются для питьевых целей.

**Межпластовые воды** заключены между двумя водоупорами, один из которых подстилает водоносный горизонт, другой перекрывает. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и воды из вышележащих водоносных горизонтов. По характеру напора эти воды делятся на безнапорные и напорные. Напорные воды инфильтрационного происхождения называют *артезианскими* (от названия провинции во Франции Артезия). Они большей

частью приурочены к синклинальным (изогнутым книзу) слоям, имеют два уровня, расположенных по типу сообщающихся сосудов. Скважины, вскрывшие артезианские воды в этих местах фонтанируют (рис. 1.10).

Подземные воды осуществляют растворение, перенос и отложение минерального вещества. Часть вещества переносится во взвешенном состоянии. Изучением подземных вод занимается наука гидрогеология.

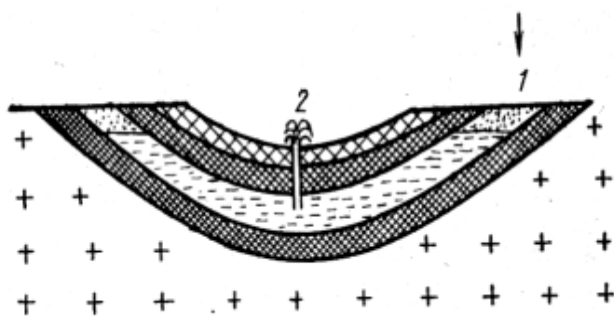


Рис. 1.10. Артезианские подземные воды:  
1 – зона питания; 2 – зона потребления

Растворы, действуя на горные породы, производят сложные химические процессы, результатом которых являются различные новообразования, замещающие прежние породы или заполняющие пустоты в них. Подобные образования наблюдаются в пещерах и старых рудниках, особенно в больших массах в виде облеплений, натеков, сосулек или так называемых сталактитов и сталагмитов, состоящих из

углекислого кальция с окислами железа, а также гипса и некоторых руд.

Растворы содержат соединения калия, кальция, натрия, магния, железа, кремния, меди, свинца, цинка и др. Из растворов высокой концентрации часть солей выпадает в осадок, например, *поваренная соль*. Большие отложения образуют известковые и кремнистые источники. *Углекислый кальций* находится почти во всех источниках в разных пропорциях. Уже небольшое его количество делает воду жесткой, вредной для питья. Многие источники содержат такое обилие углекислого кальция, что осаждением его быстро образует целые горы. Эти осадки называют *туфом* или *травертином*.

Кремнеземистые источники или гейзеры откладывают кремнезем в виде кремнистого туфа. Все эти осадки принадлежат к внешним, отлагающимся на поверхности земли. Кроме того, существуют еще внутренние, образующиеся внутри земной коры. Осадки заполняют пустоты, трещины горных пород. При заполнении минеральным веществом пор происходит цементация горной породы. В результате пески превращаются в песчаники, галька – в конгломерат, щебень – в брекчию. Цементирующим материалом являются кальцит, гипс, глинистые минералы.

Растворы, несущие соединения железа или кремния вызывают ожелезнение или окремнение пород. Ожелезнению и окремнению чаще подвергаются высокопористые породы (известняки и др.), при этом свойства первоначальной породы меняются. При ожелезнении изменяется окраска (породы приобретают желтый или бурый оттенок), при окварцевании повышается твердость.

В процессе цементации формируются месторождения таких полезных ископаемых, как железо, марганец, медь, уран и др.

Подземные воды растворяют горные породы, подмывают склоны, переносят растворенные вещества из одних участков земной коры в другие и

отлагают их в порах и пустотах горных пород. Наиболее распространены карстовые и суффозионные процессы.

**Карстовые процессы** развиваются в растворимых горных породах (каменная соль, известняки, доломиты, гипс, мел) и связаны с химическим их растворением. В процессе растворения в породах образуются различной формы пустоты, получившие названия карстовых. Различают наземный и подземный карст. В образовании *наземного карста* принимают участие как подземные, так и поверхностные воды. Распространенные формы карстового рельефа – *карры* и *карстовые воронки*.

*Подземный карст* является продолжением наземного. Нижняя граница его распространения определяется абсолютной отметкой мест выхода подземных вод на поверхность. К формам подземного карста относятся *карстовые полости* и *карстовые пещеры*.

**Суффозия** – процесс выщелачивания солей из почвы и вымывания из горных пород глинистых частиц и тонкопесчаного материала, сопровождающийся образованием провалов. В результате вымывания могут возникнуть воронкообразные понижения рельефа – *суффозионный карст*. Суффозия активно проявляется в период выпадения дождей в местах, где большая скорость фильтрации вод сопровождается растворением минералов. Действуя на песчинки с легкорастворимым цементом, подземные воды вначале выносят цемент, а затем механически выносят обломки.

Подземные воды влияют на физические свойства рыхлых пород. Глины разбухают и увеличиваются в объеме, тонкие пески при водонасыщении превращаются в *плавуны*. Плавуны обладают высокой текучестью, поэтому они создают трудности при бурении скважин и проходке выработок, вызывают их затопление. Еще большей опасностью и разрушительной силой обладают *оползни*.

Подземные воды принимают широкое участие в перераспределении вещества земной коры. Очень велика в этом роль инфильтрационных вод. В местах выщелачивания и вымывания в породах остаются пустоты. Возникают провалы, изменяется рельеф местности. На пути движения минеральных растворов идет цементация горных пород, изменяются их физические свойства, образуются месторождения полезных ископаемых.

Особенно велика роль подземных вод в снабжении населения земного шара питьевой водой и удовлетворении различного рода бытовых нужд людей. Значительная часть воды используется в промышленности. Для восстановления и укрепления здоровья людей широко используются минеральные подземные воды.

Одновременно с положительной ролью в жизни людей подземные воды вызывают и отрицательные явления. К их числу относятся карст, суффозия и оползни.

## Глава 9. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЕЙ

Моря и океаны, на долю которых приходится около 71% поверхности Земли, играют огромную роль в формировании осадочной оболочки земной коры. Достаточно сказать, что более 95% всех осадочных пород составляют породы морского происхождения.

Геологическая работа моря занимает ведущее место среди экзогенных геологических процессов. Море разрушает, переносит и отлагает осадки.

Скорость разрушения берега зависит от многих факторов: от удара морской волны, крутизны берегового склона, состава горных пород, работы приливных волн, морских течений и др.

В разрушительной работе моря главная роль принадлежит морским волнам. Сила удара волн прибоя обычно колеблется от 3000 до 10000 кг на 1 м<sup>2</sup>, а в самые же сильные бури она вырастает до 30000 кг. Процесс разрушения берега, связанный с деятельностью моря, получил название **абразии** (лат. abrasio – соскабливание, сбивание). Абразионная деятельность моря проявляется вдоль всей береговой линии материков и островов.

Интенсивность **разрушения** возрастает, если в работе волн принимают участие обломки горных пород. Вода, перемешанная с обломками горных пород, выбивает из монолитных пород мелкие обломки и постепенно подтачивает основание берега, образуя волноприбойные ниши. Проникая в трещины, волны вымывают из них обломки и тем самым способствуют их расширению. По мере углубления волноприбойных ниш, нависающие над ними скальные породы обрушиваются, обломки скатываются в море. Морские волны начинают измельчать обрушившийся материал, пока не подойдут вновь к скале. Постепенно на высоте разрушенной части берега образуется площадка, которая из года в год расширяется в волноприбойную или абразивную террасу. Этот процесс механического разрушения усиливается химическим действием морской воды, содержащей в себе в растворенном виде хлористый натрий, хлористый магний и другие соли. Моллюски-камнеточцы, морские ежи, сверлящие камень морские черви и пр. также принимают участие в разрушении морских берегов. Водоросли, подхваченные волнами, в свою очередь, расшатывают камни, к которым прикрепились. Этот процесс разрушения при медленном вековом опускании суши может привести к размыванию обширных участков материков.

Совсем другая картина происходит у берегов, переходящих в пологое дно. Здесь волны подхватывают донный песок и выбрасывают его на берег. Таким образом, на пологих берегах происходит не размывание, а накопление рыхлого материала. Волны, набегая на берег, перекачивают по прибрежной платформе мелкие обломки скал. От взаимного трения они стачивают свои острые края и образуют окатанную гальку и песок. Если волны набегают на берег под углом, то обломочный материал постепенно уносится вдоль берега, к этому присоединяется перенос материала морскими течениями, которые подхватывают песчинки. Если такое береговое течение встречает выдающийся выступ берега, оно откладывает здесь песок, благодаря чему образуется

*песчаный пляж*. Наоборот, если море вдается в сушу бухтой, то песок осаждается в месте соприкосновения течения со спокойными водами бухты, образуя *песчаную косу*.

Береговая линия редко бывает прямолинейной. Чаще она искривлена процессами разрушения. Медленно разрушаемые скальные породы обычно образуют уступы, вдающиеся в море – мысы, полуострова. Выступающие в море участки суши, подвергаясь интенсивной обработке штормовыми волнами, со временем разрушаются или отделяются от материка, превращаясь в острова или *останцы*. Ударами волн в кристаллических породах выдалбливаются гроты, а если выступ берега пробивается насквозь, гроты превращаются в арки. Участки берега, сложенные рыхлыми отложениями, разрушаются быстрее, и в этих местах море вдается в сушу, образуя заливы, бухты и лиманы.

Вследствие разрушительной работы моря меняется не только профиль морских берегов, но и их очертания в плане. Крутые берега отступают и выполаживаются, а на их месте формируются прибрежные абразионные равнины. Скорость разрушения береговых пород в среднем составляет 1,5-3,0 м в год, в исключительных случаях достигает 35 м.

**Перенос (транспорт)** донных осадков волнами совершается как по нормали, так и косо по отношению берегу. В первом случае, если сила приливной волны больше отливной, отложения выносятся в основном на берег, а если преобладает сила отливной волны, они уносятся от берега в море. При равенстве той или другой волны материал остается на месте. Если волны идут косо по направлению к берегу, наносы перемещаются вдоль берега.

Сила волн с глубиной слабеет, и действие их распространяется до сравнительно небольшой глубины, не превышающей 12-кратной амплитуды волны. В открытом океане волновая рябь заметна на глубине до 200 м, а в Средиземной море – только на глубине 50 м. Поэтому на отмеченных глубинах донные отложения могут перемещаться только очень сильными бурями.

Приливные движения предаются на большую глубину. Морские течения транспортируют захваченный ими илистый и мелкопесчаный материал на тысячи километров. Одним из способов переноса обломков пород по океану являются айсберги.

**Отложения** осадков происходит как у самого берега в полосе волноприбоя, так и вдали от него на всем пространстве мелководья.

Морские осадки по происхождению делятся на химические, обломочные и органогенные. Значительное место среди осадков иногда занимают вулканические отложения. Также встречаются ледниковые осадки и космическая пыль. На состав осадков влияют физико-географические условия осадконакопления и их удаленность от морских берегов.

Наиболее крупные обломочные материалы накапливаются ближе к берегу, далее отлагается более мелкий материал. Так у берегов скапливаются окатанные обломки каменных пород – галечник. Далее от берега – песчаные отложения с некоторым количеством раковин. Еще дальше следуют иловатые глинистые отложения уже обычно с большей или меньшей примесью раковин и скелетов морских животных. Крутые материковые склоны покрыты иловатыми

осадками также материкового происхождения, к которым в более значительном количестве примешиваются твердые останки морских животных.

В прибрежной зоне теплых морей широкое распространение получили известковые постройки кораллов. Кораллы принимают заметное участие в образовании отложений морского дна, образуя сидячие колонии на дне мелкого моря у берегов и на подводных возвышенностях в открытом море.

Кроме обломочных и органических отложений на дне прибрежного мелководного моря отлагаются и химические осадки. Они выпадают в замкнутых морских заливах благодаря сгущению (концентрации) раствора морских солей. Так образуются отложения каменной, глауберовой соли и гипса.

В глубоководных областях моря грунт меняется в зависимости от глубины и населяющих толщу океанических вод организмов. На глубинах, не превышающих 3000 м, лежит так называемый *глобигериновый ил*. Вместе с другими илами он покрывает около 45% площади ложа океана. Он представляет собой желтую или белую массу. На воздухе она образует белое мелообразное вещество.

На глубинах от 1000 до 2000 м залегает *птероподовый ил*. Встречается он вообще редко, наиболее же распространен на подводном плато южной части Атлантического океана.

Более значительные глубины не имеют уже известковых отложений, т.к. известковые раковины и скелеты морских животных медленно опускаясь ко дну, растворяются в морской воде. Поэтому на глубинах, превышающих 3000 м., в теплых океанах скопляется так называемый *радиоляриевый ил*, состоящий из мельчайших кремневых лучистых скелетов простейших животных – радиолярий. В холодных же областях океанов даже на меньшей глубине откладывается так называемый *диатомовый ил*, состоящий из кремневых раковин диатомовых или кремневых водорослей, в массах размножающихся в верхних горизонтах холодных океанов. Занимаемая площадь этими илами составляет около 8% площади ложа океана.

На самых значительных глубинах, превышающих 5000 м, кремневые скелеты и раковины также растворяются в морской воде, и отлагается красная глубоководная глина, составные части которой маскируются на меньших глубинах органическими осадками, состоит она преимущественно из вулканического пепла, кусочков пемзы и красной глины.

В связи с тем, что поверхность суши испытывает вековые колебания – либо поднятие, либо опускание, – наблюдается то своеобразие в залегании осадков, которое выражается терминами трансгрессивное и регрессивное напластование. По мере того как участок суши погружается под уровень моря, ее берега заливаются. Вследствие этого прибрежная полоса все более вдаётся в глубь материка. При этом наиболее грубые осадки продвигаются в том направлении, куда движется море. В конечном итоге в вертикальном разрезе можно наблюдать как эти осадки, возникшие у прежнего берега, постепенно перекрываются все более и более тонкозернистым материалом.

При регрессивном движении поверхности будет наблюдаться обратная картина. Грубообломочный материал будет перемещаться в направлении



отступления моря, и перекрывать более тонкие фации. В геологическом разрезе наиболее тонкозернистые фации будут лежать наиболее глубоко, а верхние пласты будут представлены грубообломочным материалом.

Морские отложения – важнейший источник минерального сырья. В последние годы возрос интерес к изучению природных богатств океана. Океан – кладовая различных полезных ископаемых. Нефть, природный газ, фосфориты и многие другие полезные ископаемые лежат или непосредственно на дне океана, или скрыты на небольших глубинах. Морские воды таят колоссальные запасы солей и различного рода металлов. В настоящее время из морской воды извлекается 1/3 добываемых в мире солей.

Абразионные процессы протекают и по берегам крупных водохранилищ. Ветровые волны, разрушая берега, нередко наносят невосполнимый ущерб лесному и сельскому хозяйству. Обычно борьба с береговым размывом осуществляется с помощью дамб, волноломов, береговых бун (системой полузапруд, устанавливаемая на некотором расстоянии от берега), укреплением берегов механическими и агролесомелиоративными приемами.

## Раздел 2. ОБРАЗОВАНИЕ, СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОЧВ

---

### Глава 1. ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

#### 1.1. Общая схема почвообразования

Превращение горной породы в почву происходит в процессе почвообразования. Он осуществляется в результате длительного взаимодействия массы материнской горной породы с живыми организмами, продуктами их жизнедеятельности и элементами гидро- и атмосферы. В основе процесса почвообразования лежит малый биологический круговорот веществ, развивающийся (как и сам процесс почвообразования) на фоне большого геологического круговорота веществ.

*Большой геологический круговорот веществ* – это процесс перемещения частиц и солей с суши на дно океана, а за тем (после горообразования) возвращение их на поверхность суши. Этот круговорот веществ исчисляется тысячелетиями. Главным в этом процессе является постоянный неуклонный вынос с суши самых необходимых для развития растений и жизни элементов питания.

*Малый биологический круговорот веществ* обусловлен жизнедеятельностью живых организмов, и прежде всего зеленых растений. Характерными чертами его являются:

- извлечение из материнской горной породы (а в дальнейшем из почвы) элементов питания;
- синтез биомассы и включение элементов питания в состав сложных, нерастворимых в воде органических соединений;
- возврат в формирующуюся почву этих соединений с ежегодным опадом отмирающей биомассы в виде наземного опада и корней.

Основным итогом биологического круговорота является биологическая аккумуляция элементов питания в корнеобитаемом слое почвы и их консервации здесь, что и обуславливает постепенное развитие плодородия.

Таким образом, в результате биологического круговорота веществ происходит обмен веществ и энергии между растительными и животными организмами и рыхлой материнской породой, на поверхности и в толще которой при участии микроорганизмов накапливаются, разрушаются и образуются новые органические вещества, происходят глубокие изменения в минеральном составе и свойствах почв, вызывающие в свою очередь изменения условий снабжения растений водой.

*Почвообразовательный процесс, или почвообразование* – это сложный природный процесс образования почв из слагающих земную поверхность горных пород, их развития, функционирования и эволюции под воздействием комплекса факторов почвообразования в природных или антропогенных экосистемах Земли.

В результате выветривания горные породы приобретают рыхлость, пористость, водо- и воздухопроницаемость. Эти свойства обеспечивают возможность поселения на них растений. Однако рыхлая горная порода обладает лишь незначительной способностью обеспечивать растения водой и особенно питательными веществами, которые находятся в ней в труднодоступных для растений формах. Поэтому обычно на поверхности горных пород сначала поселяются только низшие организмы, среди которых наиболее распространены бактерии и микроскопические водоросли.

С появлением их начинается первая стадия формирования почв. Они извлекают из горных пород труднодоступные питательные вещества и связывают атмосферный азот. После их отмирания вещества, находящиеся в растительных остатках уже в форме, доступной для живых организмов, обогащают верхние слои породы. В результате создаются условия для возникновения новой, более сложной группировки, состоящей из более требовательных к жизненным условиям видов. Они воспроизводят еще большую массу органического вещества и питательных веществ в легкодоступной для растений форме. В настоящее время начальную стадию почвообразования можно наблюдать на морских террасах, вышедших, из-под моря в результате поднятия суши, на отвалах карьеров и терриконов шахт.

Появление высших растений на поверхности породы влечет за собой два важных следствия. Первое заключается в том, что покров из высших растений охватывает корневой системой большую толщу рыхлой породы и извлекает из нее неизмеримо больше питательных веществ. Зольные элементы, поступившие в растения, через определенный промежуток времени снова возвращаются с растительными остатками в рыхлую породу, но уже в форме других соединений и не в те слои породы, из которых они были извлечены растениями. Под влиянием растительности изменяются формы зольных соединений, и они передвигаются в толще породы из сравнительно глубинных ее слоев на поверхность.

Вторым следствием является отложение на земной поверхности растительных остатков, которые состоят из различных органических соединений, богатых химической энергией. В процессе их разложения эта энергия постепенно высвобождается и вызывает в горной породе новые специфические процессы и явления, которые ускоряют ее выветривание. Одновременно с этим при разложении растительных остатков образуются новые органические вещества – гумусовые, которые с трудом подвергаются дальнейшему разложению и постепенно накапливаются на поверхности горной породы.

С появлением высших растений интенсивность биологического круговорота веществ возрастает. Они корнями проникают в породу на

значительную глубину и как бы перекачивают питательные вещества из глубоких слоев в верхние. Поэтому на второй стадии почвообразования происходит дальнейшее накопление в поверхностном слое породы элементов питания. При этом количество их уже в несколько раз превышает возможное одновременное содержание в произрастающей здесь растительности и живых организмах. Сильнее проявляется дифференциация породы, появляются генетические горизонты, отличающиеся от породы не только по цвету и другим морфологическим признакам, но и по химическому составу. Одновременно с этим в зоне распространения корней и деятельности микроорганизмов начинается образование структуры почвы, появляются новообразования (специфические вещества, которых раньше не было в породе).

К концу второй стадии почвообразования происходит определенная стабилизация некоторых свойств и признаков. Например, содержание гумуса в почве колеблется от года к году в незначительном интервале. Стабилизируются мощность отдельных генетических горизонтов, запасы питательных веществ и т.д. Эта стадия почвообразования может продолжаться несколько сотен и даже тысячу лет.

На последней, третьей стадии своего развития почва характеризуется устойчивым биологическим круговоротом веществ. Каждый цикл его, как правило, повторяет предыдущий. При этом в круговорот вовлекаются вещества, ранее уже прошедшие через него. Поэтому состав почвы и ее основные свойства остаются стабильными длительное время.

Таким образом, благодаря жизнедеятельности живых организмов на фоне большого геологического круговорота веществ возникает малый биологический круговорот, а вместе с ним – первичное изменение рыхлых горных пород, или первичный процесс почвообразования. При увеличении числа организмов на единице площади все большее количество элементов питания перехватывается ими из геологического круговорота и удерживается в форме живого органического вещества.

Под воздействием живых организмов и органических кислот происходят глубокие изменения и в минеральной части материнской породы, которая с течением времени разделяется на слои – горизонты, отличающиеся друг от друга как по своим свойствам, так и по внешнему виду. В конечном итоге формируется совершенно новое естественноисторическое тело – почва.

## **1.2. Факторы почвообразования**

На развитие почвообразовательного процесса огромное влияние оказывают следующие факторы, выделенные В.В. Докучаевым: климат, растительность и животный мир, почвообразующие (материнские) породы, рельеф местности, возраст страны (время). Впоследствии В.Р. Вильямс выделил еще один фактор – хозяйственную деятельность человека.

Под *факторами почвообразования* понимаются внешние по отношению к почве компоненты природной среды, под воздействием и при участии которых формируется почвенный покров земной поверхности.

Функциональную взаимосвязь между почвенным покровом и главнейшими факторами почвообразования В.В. Докучаев выразил формулой:

$$П = f(К, О, Г, Р) Т,$$

где П – почва; К – климат; О – организмы (биологический фактор); Г – горные почвообразующие породы; Р – рельеф; Т – время.

**Климат.** Под атмосферным климатом понимается среднее состояние атмосферы той или иной территории, характеризуемое средними показателями метеорологических элементов (температура, осадки, влажность воздуха и т. д.), дающими представление об амплитудных колебаниях в течение суток, сезонов и целого года.

Для познания природы почвенных процессов важнейшее значение имеют климатические показатели, характеризующие температурные условия и увлажнение, поскольку с ними тесно связаны водно-температурный режим почв и биологические процессы.

Главным источником энергии для биологических и почвенных процессов является солнечная радиация, а основным источником увлажнения – атмосферные осадки. Солнечная радиация поглощается земной поверхностью, а затем постепенно излучается и нагревает атмосферу. Влага осадков, попадая в почву, поглощается растениями и возвращается в атмосферу через транспирацию или в результате физического испарения. Таким образом устанавливается постоянный тепло- и влагообмен между почвой и атмосферой. В процессе этого обмена формируется гидротермический режим почвы, который является важнейшим ее свойством.

Основой для выделения главных термических групп климатов являются суммы среднесуточных температур выше 10° С за вегетационный период.

Группа климатов	Сумма активных температур (>10°С)
Холодные (полярные) .....	менее 600°
Холодно-умеренные (бореальные) .....	600-2000°
Тепло-умеренные (суббореальные) .....	2000-3800°
Теплые (субтропические) .....	3800-8000°
Жаркие (тропические).....	более 8000°

Климаты располагаются в виде широтных поясов, окружающих земной шар. Пояса характеризуются типами растительности и почв, варьирующими в широких пределах в зависимости от увлажнения. Они получили название почвенно-биоклиматических поясов.

По условиям увлажнения осадками при почвенных исследованиях различают шесть главных групп климатов.

Группа климатов	Коэффициент увлажнения по Высоцкому-Иванову
Очень влажные .....	более 1,33
Влажные .....	1,33-4
Полувлажные .....	1-0,55
Полусухие .....	0,55-0,33
Сухие .....	0,33-0,12
Очень сухие .....	менее 0,12

Критерием такого разделения служит отношение количества осадков к испаряемости, получившее название *коэффициента увлажнения*.

Разносторонняя роль климата как фактора почвообразования проявляется в следующем.

1. Климат – важный фактор развития биологических и биохимических процессов. Сочетание температурных условий и увлажнения обуславливает тип растительности, темпы создания и разрушения органического вещества, состав почвенной микрофлоры и фауны.

2. Атмосферный климат оказывает влияние на водно-воздушный, температурный и окислительно-восстановительные режимы почвы.

3. С климатическими условиями тесно связаны процессы превращения минеральных соединений в почве.

4. Климат оказывает большое влияние на процессы ветровой и водной эрозии почв.

**Растительность и животный мир.** Важнейшим фактором почвообразования является растительность. В зависимости от климатических условий формируются различные растительные формации. В.Р. Вильямс выделил несколько растительных формаций: деревянистую, луговую, степную и пустынную; в настоящее время выделяют еще лишайниково-моховую.

*Деревянистая* растительная формация представляет совокупность древесных, кустарниковых и полукустарниковых растений. Органическое вещество лесных подстилок разлагается микроскопическими грибами, аэробными и анаэробными бактериями.

*Луговая* растительная формация представлена луговыми растениями. Органическое вещество корневого опада и дернины преимущественно разрушается анаэробными бактериями.

*Степная* растительная формация образуется травянистыми растениями, среди которых значительная часть представлена эфемерами. Разлагается органическое вещество травяного войлока аэробными бактериями. В настоящее время луговая и степная растительные формации объединены в группу травянистых формаций.

*Пустынная* растительная формация представлена редкой растительностью пустыни, а также микроорганизмами, в частности хемотрофными бактериями, использующими химическую энергию окисления минеральных соединений, водорослями, аэробными и анаэробными бактериями, грибами.

*Лишайниково-моховая* формация главным образом образуется лишайниками и мхами; органическое вещество разлагается грибами и бактериями. Разложение органического вещества замедлено.

Для лишайниково-моховой формации характерны тундрово-глеевые, для деревянистой – подзолистые, для луговой – дерновые, для степной – черноземы и каштановые и для пустынной растительной формации – бурые почвы и сероземы.

Все разнообразие зеленых растений можно разделить на две группы: деревянистые и травянистые. Деревянистые растения характеризуются

большой продолжительностью жизни, глубокой многолетней корневой системой, небольшой величиной корневого опада. Основная масса опада отлагается на поверхности почвы в виде лесной подстилки. Травянистые растения живут непродолжительное время, надземная часть их ежегодно полностью отмирает. Они оставляют большую массу корней опада в толще и травяной войлок на поверхности почвы. По срокам жизни травянистые растения разделяются на группы: эфемерные и однолетние, двулетние и многолетние. Эфемерные растения заканчивают развитие к середине лета, однолетние – к концу вегетационного периода, двулетние, или условно многолетние – за 2 года. Многолетние растения, к которым относится большая часть корневищных и корнеотпрысковых злаков, живут более 2 лет.

Зеленые растения, используя энергию солнечных лучей, углекислоту, воду и минеральные соли, способны образовывать органическое вещество, вовлекая в биологический круговорот огромное количество элементов питания.

Различные виды растений, избирательно потребляя элементы питания, образуют органическое вещество, несколько отличающееся химическим составом и свойствами. Корневые системы растений изменяют своими выделениями свойства материнских пород, рыхлят их, увеличивают водо- и воздухопроницаемость, особенно в самых верхних слоях почв. Огромное количество корешков травянистых растений, пронизывающих верхние слои почвы, способствует образованию комочков – структурных отдельностей, а корневые выделения – разложению минералов и развитию микроорганизмов. При разложении органических веществ образуются новые органические соединения, кислоты и соли, которые взаимодействуют с горной породой. Растительный покров оказывает разностороннее влияние на окружающую среду, предотвращая сток выпадающих атмосферных осадков и смыв почвы, изменяя температуру, влажность воздуха и почв.

Роль микроорганизмов в почвообразовании не менее значительна, чем роль растений. Микроорганизмы выделяют разнообразные ферменты, способствующие протеканию в почвах многочисленных реакций. Разлагая органическое вещество и минералы, микроорганизмы участвуют в образовании органо-минеральных коллоидных соединений.

Микроорганизмы, разлагающие органическое вещество, разделяются на три большие группы: аэробные бактерии, анаэробные бактерии и грибы. *Аэробные бактерии* – это микроорганизмы, которые могут жить и размножаться при свободном доступе кислорода; отсутствие кислорода вызывает их гибель.

*Анаэробные бактерии* развиваются без доступа кислорода. Они разделяются на факультативные, живущие в присутствии кислорода и без него, и облигатные, погибающие в присутствии кислорода.

*Грибы* – обширная группа организмов. Наибольшее влияние оказывают микроскопические грибы-актиномицеты, которые участвуют в разложении клетчатки, лигнина, органических веществ почвы, в образовании гумуса. Значительную роль играют также плесневые и другие микроскопические грибы.

*Водоросли* – хлорофиллоносные микроорганизмы, принимают участие в образовании органического вещества, гумуса, в первичных процессах почвообразования.

*Простейшие* – одноклеточные животные (жгутиковые, корненожки, инфузории) подвижны, аэробны. Считают, что они питаются почвенными бактериями.

Количество микроорганизмов в почве огромно, их масса в 25-сантиметровом слое почвы может достигать 5-7 т на 1 га. Они освобождают все основные элементы питания как органического, так и минерального вещества почвы, под их влиянием синтезируются особые перегнойные кислоты, окрашивающие верхний слой почв в черный цвет и оказывающие существенное влияние на минеральную часть почвы.

Большая роль в почвообразовании принадлежит *дождевым червям*, проделывающим в почвах ходы, иногда на глубине до 12 м. Большая часть червей живет в верхнем полутораметровом слое почвы. Прodelывая ходы в почве, дождевые черви аэрируют ее, способствуя развитию корневой системы растений. За год дождевые черви способны перерабатывать до 100 т листьев и выбросить или перемешать 120-130 т земли на каждом гектаре.

Значительная часть *насекомых* в разные периоды своей жизни находится либо в лесной подстилке или травяном войлоке, либо на некоторой глубине в почве. Они размельчают растительные остатки, питаются ими, тем самым изменяя их, проделывая ходы и полости в верхних слоях почвы, рыхлят их, оказывая влияние на водно-воздушный и пищевой режимы почвы.

Роль *млекопитающих* в почвообразовании сравнительно невелика. Только небольшая часть их живет в почве – это суслики, мыши-землеройки и полевки, кроты и другие мелкие животные.

Микроорганизмы, насекомые, дождевые черви и млекопитающие активно разрушают органическое вещество, минерализуют его, обеспечивая круговорот элементов питания, без которого невозможен почвообразовательный процесс.

**Материнские, или почвообразующие, породы.** Они оказывают существенное влияние на почвообразовательный процесс, поскольку почвы долгое время сохраняют их химические и водно-физические свойства, а также минералогический и механический составы. На горных породах, содержащих большое количество химических элементов, необходимых для питания растений, формируются более плодородные почвы. Наиболее богатые почвы развиваются, например, на карбонатных суглинках, тогда как на песках они беднее, но часто оказываются лучше аэрированными, теплее. В зависимости от материнских пород меняется состав растительности. Так, на песчаных почвах формируются сосняки, а на суглинистых – травянистая лугово-степная растительность; изменяется и тип почвообразования.

**Рельеф.** Определяется характером чередования повышенных и пониженных участков. В зависимости от соотношения высот возвышенного и пониженного участков различают три вида рельефа:

- *микрорельеф* – мелкие элементы рельефа с колебаниями высот от долей до нескольких метров;



- *мезорельеф* – формы средних размеров, разница между наиболее возвышенными и пониженными частями достигает нескольких десятков метров;

- *макрорельеф* – колебания высот от нескольких десятков до сотен метров. Выделяют равнинные и горные формы рельефа. Виды микрорельефа: западины, блюдца, мелкие лощины, неглубокие промоины, бугорки, холмики, кочки. Мезо- и макрорельеф подразделяют на несколько видов:

- плато – наиболее возвышенная часть водораздела, переходящая в склоны;

- терраса – более или менее ровная поверхность, ограниченная с одной стороны склоном вниз, с другой – вверх;

- холм – небольшое округлое возвышение, основание которого во много раз больше высоты;

- бугор - отличается меньшими размерами;

- грива, гряда, увал – удлиненные возвышения, длина их во много раз больше ширины.

Сочетание элементов рельефа может создавать различные формы поверхности: пологоволнистый рельеф – ряд чередующихся широких пологих повышений с такими же понижениями; волнистый рельеф – склоны более ясно выражены, а водоразделы сближены; гривистый, грядовой, увалистый рельеф характеризуется продолговатыми формами (название дается по элементам рельефа).

Рельеф оказывает существенное влияние на климатические условия, жизнь растений, животных, микроорганизмов, характер образования и разложения органических веществ, на почвообразовательный процесс в целом. Горный рельеф обуславливает формирование вертикальных климатических и растительных зон. Мезорельеф влияет на перераспределение влаги, поверхностный и внутрипочвенный стоки, формирование водного режима и связанного с ним растительного покрова. В зависимости от экспозиции склонов меняется количество тепла, поступающего в почву. Северные склоны получают его меньше, южные больше. Перераспределение тепла и влаги оказывает влияние на состав и обилие растительного покрова. Микрорельеф изменяет количество поступающей влаги, заметно влияя на глубину промачивания почв, солевой режим и состав травянистых растений.

**Возраст почв.** Как и всякое природное тело, почва развивается во времени и имеет определенный возраст. Различают понятие абсолютного и относительного возраста почв.

*Абсолютный возраст* – время, прошедшее с начала формирования почвы до настоящего момента. Возраст почвенного покрова Земли очень сильно различается в зависимости от геологической истории и современных геологических процессов.

Исследования В.В. Докучаева свидетельствуют о том, что 1 см гумусового горизонта образуется примерно за 100 лет. В 1883 г. он обнаружил на стенах Старо-Ладужской крепости, построенной в 1116 г. слой буровато-дерновой почвы мощностью 10-12 см.

Наиболее древними являются почвы плато и денудационных равнин субтропических и тропических областей, не подвергавшихся оледенениям и сохранившихся с третичного времени. Их возраст измеряется миллионами и десятками миллионов лет. За это время почвообразование неоднократно меняло свою направленность, и многие реликтовые свойства сохранились в профиле почв. Такие почвы называют полигенетическими. На территории России они встречаются очень редко, в основном на третичных отложениях. Наиболее молодыми являются аллювиальные почвы речных долин на современных аллювиальных отложениях. Их возраст измеряется часто сотнями, десятками лет и даже несколькими годами. Основная часть почв территории Европейской части России имеет послеледниковый, голоценовый возраст порядка 10-12 тыс. лет. За это время сформировались зрелые почвы зонального ряда (подзолистые, серые лесные, черноземы и др.). Абсолютный возраст гумусовых веществ нижней части профиля черноземов достигает 7-8 тыс. лет.

Термин *относительный возраст* почв введен В.Р. Вильямсом, который отмечал, что при одинаковом абсолютном возрасте территории почвы могут быть эволюционно различны, т.е. могут находиться на разных стадиях развития: одни – в начальных стадиях, а другие – значительно развиты. Различия в эволюции почв взаимосвязаны с различиями растительного покрова материнских пород, рельефа и других местных условий, влияющих на почвообразование.

Относительный возраст характеризует зрелость – степень развития конкретной почвы, соответствие ее профиля факторам почвообразования.

В процессе почвообразования каждая почва проходит ряд последовательных стадий (Г. Иенни, 1948; Б.Г. Розанов, 1988). Первая стадия начального, или первичного почвообразования сменяется стадией развития, в которой формируется полноразвитый зрелый почвенный профиль, соответствующий факторам почвообразования. При этом достигается следующая стадия квазиравновесия, или, по терминологии западноевропейских ученых, – “климаксное” состояние. В этой стадии почва может находиться длительное время, постепенно сменяясь стадией эволюции.

Эволюция почв связана с саморазвитием экосистемы или с изменением одного или нескольких факторов почвообразования – климата, растительности, уровня грунтовых вод, опускания-поднятия территории, хозяйственной деятельности человека и др. Стадия эволюции сопоставима со стадией развития и ведет к новому квазиравновесному состоянию. Таких циклов почвообразования на одном и том же субстрате может быть несколько. Длительность стадий зависит от факторов почвообразования. На рыхлых породах они протекают значительно быстрее, чем на плотных массивно-кристаллических. В связи с этим на плотных породах часто наблюдаются слаборазвитые почвы, сохранившие в себе в основном свойства пород и в меньшей степени зональные признаки. Такие почвы часто называют молодыми, или литогенными в отличие от зрелых почв с хорошо сформированным профилем.

**Влияние хозяйственной деятельности человека (антропогенный фактор)** на почвообразование проявляется в регулировании состава и характера растительности, изменении свойств самих почв и процессов, протекающих в них. На огромных лесных и сельскохозяйственных территориях производят механизированную обработку почв, при которой уничтожается естественная растительность, эксплуатируются леса, проводятся мелиоративные работы, вносятся органические, бактериальные и минеральные удобрения. Происходит изменение естественных физических и химических свойств почв, приостанавливаются нежелательные для человека направления процессов почвообразования, изменяются биологические свойства. При увеличении, например, содержания кальция (известковании) в почве становится больше органического вещества, меняется реакция среды, возрастает количество микроорганизмов и элементов питания; в результате повышается плодородие почв. Осушение приостанавливает болотный процесс, а орошение в засушливых районах создает условия для накопления органического вещества в почвах, повышая плодородие почв и урожай растений.

В результате хозяйственной деятельности человека изменяются характер и интенсивность биологического круговорота веществ, почвы дополнительно получают органическое вещество и элементы питания, формируется мощный пахотный горизонт, создаются окультуренные почвы с повышенным плодородием. Различной хозяйственной деятельностью охвачено 500 млн. га земель. Однако применение неправильных приемов ведения хозяйства вызывает развитие неблагоприятных почвообразовательных процессов: заболачивания, засоления, разрушения органического вещества, потери элементов питания.

Таким образом, почвообразование начинается с момента формирования малого биологического круговорота веществ. В отличие от материнской породы в почвах содержится органическое вещество, являющееся одним из основных источников элементов питания растений и обуславливающее важнейшее свойство почвы – плодородие, уровень которого неуклонно повышается под влиянием хозяйственной деятельности человека.

**Взаимосвязь факторов почвообразования.** Факторы почвообразования оказывают специфическое воздействие на образование почв и не могут быть заменены друг другом. В этом смысле они равнозначимы. Каждый из них играет свою роль в процессах обмена материей и энергией между почвой и окружающей ее природной средой.

Все факторы почвообразования взаимосвязаны и действуют одновременно, оказывая влияние не только на интенсивность биологического круговорота и почвообразования, но и друг на друга. Так, изменение микроклиматических условий может вызвать смену растительного покрова и почв. Почвы в свою очередь могут оказать воздействие на смену растительности и изменить микроклиматическую обстановку.

## Глава 2. МИНЕРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ПОЧВЫ

В результате процессов выветривания горных пород накапливаются обломки различной величины, механически перемешанные под действием силы тяжести, ветра и воды. Эти обломки и образуют материнские рыхлые породы.

### 2.1. Минералогический состав

Минеральная часть составляет 80-90% массы почвы, за исключением органогенных почв, в которых ее доля может уменьшаться до 10-15%. Минеральные частицы почвы представляют собой продукты выветривания горных пород, поэтому ее минералогический состав находится в тесной зависимости от состава породы, на которой она сформировалась. Однако в действительности минералогический состав почв отличается от состава почвообразующих пород. Например, полевые шпаты в магматических породах занимают доминирующее положение (около 60%), а в почве их содержится около 20%. Вместе с тем в тех же породах на долю кварца приходится всего 12%, а в почвах – около 60%. Объясняется это различной устойчивостью минералов. Наиболее устойчив кварц, второе место занимают полевые шпаты, третье – роговые обманки, четвертое – слюды. При выветривании эти минералы дробятся с различной скоростью, поэтому более прочные дольше сохраняются в почве, а менее прочные быстрее разрушаются, продукты их распада вступают в реакции с другими химическими веществами, что ведет к образованию новых минералов.

Следовательно, в процессе выветривания горных пород и последующего почвообразования изменяется состав минеральной части почвы. При этом происходит относительное накопление таких первичных минералов, как кварц и полевые шпаты. Из вторичных минералов в почвах широко распространены минералы группы монтмориллонита, каолинита, гидрослюд, хлоритов и смешанослойных минералов, а в засушливых условиях еще и некоторые простые соли: сода, гипс, мирабилит, галит и другие.

Минералогический состав почв существенно влияет на их лесорастительные свойства. Установлено, что на песчаных кислых почвах даже сосна растет плохо только потому, что в этих почвах содержится мало минералов, богатых кальцием. Известкование почв приводит к значительному улучшению роста насаждений. В составе их после известкования могут появиться и хорошо расти даже листовенные породы.

### 2.2. Гранулометрический (механический) состав материнских горных пород и почв

Свойства рыхлых пород в значительной степени зависят от размера и соотношения составляющих их частиц. Соотношение частиц разного размера, выраженное в процентах, называется *механическим (или гранулометрическим) составом*, а отдельные частицы более или менее одинакового размера – *механическими элементами*.

Все многообразие почв по гранулометрическому составу можно разделить (классифицировать) на несколько групп или фракций с характерными для них физическими и химическими свойствами. В России наибольшее распространение получила классификация механических элементов, разработанная А.Н. Сабаниным и В.Р. Вильямсом и уточнённая впоследствии Н.А. Качинским (табл. 2.1).

Механический состав почвы существенно влияет на ее водные, воздушные, механические и химические свойства, а также отражает минеральный состав. Камни, галька и хрящ обладают “провальной” водопроницаемостью и образуются из крупных обломков первичных минералов и горных пород. Песок состоит преимущественно из первичных минералов, быстро пропускает воду, плохо ее удерживает, поэтому песчаные отложения обычно хорошо азиррованы (табл. 2.2). По мере уменьшения размеров песчаных частиц уменьшается скорость впитывания воды и увеличивается влагоёмкость. Пыль содержит значительное количество вторичных минералов, которые в присутствии воды могут разбухать, в таком случае появляются новые свойства почв – пластичность и липкость. Ил содержит вторичные глинистые минералы, очень сильно разбухающие в воде и почти не пропускающие воду и воздух. Илистые частицы обладают коллоидными свойствами: имеют заряд, способны к обменным реакциям, свертываются под влиянием солей. Именно они в основном удерживают в поглощенном состоянии элементы питания.

Таблица 2.1

Классификации механических элементов, принятые в почвоведении

Название и размер (по В.Р.Вильямсу)	Название и размер (по Н.А. Качинскому)
Камни, см ..... более 10	Камни, мм: ..... более 3
Щебень, см:	Гравий, мм: ..... 3-1
крупный ..... 10-7	Песок, мм:
средний ..... 7-5	крупный ..... 1,0-0,5
мелкий ..... 5-3	средний ..... 0,5-0,25
Хрящ, мм:	мелкий ..... 0,25-0,05
крупный ..... 30-5	Пыль, мм:
мелкий ..... 5-3	крупная ..... 0,05-0,01
Песок, мм:	средняя ..... 0,01-0,005
крупный ..... 2,0-1,0	мелкая ..... 0,005-0,001
средний ..... 1,0-0,5	Ил, мм
мелкий ..... 0,5-0,25	грубый ..... 0,001-0,0005
пылеватый ..... 0,25-0,05	тонкий ..... 0,0005-0,0001
тонкий ..... 0,05-0,01	Коллоиды ..... менее 0,0001
Пыль, мм:	Физический песок, мм ..... более 0,01
средняя ..... 0,01-0,005	Физическая глина, мм ..... менее 0,01
мелкая ..... 0,005-0,001	
Ил, мм ..... менее 0,001	

Сумма всех механических элементов диаметр, которых меньше 0,01 мм, называют *физической глиной*, а частицы крупнее 0,01 мм – *физическим песком*. Кроме того, выделяют *мелкозем* – частицы мельче 1 мм и *почвенный скелет* – частицы крупнее 1 мм.

Отдельные группы механических элементов по разному влияют на свойства почвы. Это объясняется их неодинаковым минералогическим и химическим составом, различными физическими и физико-химическими свойствами.

Наиболее тонкая, *коллоидная фракция*: (<0,0001 мм) состоит из минеральных, органических и органо-минеральных частиц. Она играет важнейшую роль в структурообразовании и различных физико-химических процессах, происходящих в почвах и определяющих их плодородие.

**Ил** (0,0001-0,001 мм) состоит преимущественно из высокодисперсных вторичных минералов. В меньшем количестве в нем содержатся первичные минералы, такие как кварц, ортоклаз и мусковит. Илистая фракция играет большую роль в создании почвенного плодородия, в физико-химических процессах, протекающих в почве. Она обладает высокой поглощательной способностью, содержит много гумуса и элементов зольного и азотного питания растений.

**Пыль мелкая** (0,001-0,005 мм) характеризуется относительно высокой дисперсностью, состоит из первичных и вторичных минералов. В связи с этим обладает рядом свойств, не присущих более крупным фракциям: способна к коагуляции и структурообразованию, обладает поглощательной способностью, содержит повышенное количество гумусовых веществ. Однако обилие тонкой пыли в почвах в свободном, неагрегатированном состоянии придает им такие неблагоприятные свойства, как низкая водопроницаемость, большое количество недоступной воды, высокая способность к набуханию и усадке, липкость, трещиноватость, плотное сложение.

Для **пыли средней** (0,005-0,01 мм) характерно относительно высокое содержание слюды, придающих почве повышенную пластичность и связность. Она хорошо удерживает влагу, но обладает слабой водопроницаемостью, не способна к коагуляции, не участвует в структурообразовании и физико-химических процессах, протекающих в почве. Поэтому почвы, обогащенные фракцией крупной и средней пыли, легко распыляются, склонны к заплыванию и уплотнению, отличаются слабой водопроницаемостью.

**Пыль крупная** (0,01-0,05 мм) по минералогическому составу мало отличается от песчаной фракции, поэтому она обладает некоторыми физическими свойствами песка: не пластична, слабо набухает, имеет низкую влагоёмкость.

**Песчаная фракция** (0,05-1 мм) состоит из обломков первичных минералов, прежде всего кварца и полевых шпатов. Отличается высокой водопроницаемостью, не набухает, не пластична, однако обладает некоторой капиллярностью и влагоёмкостью. Поэтому на природных песках, особенно на мелкозернистых, хорошо растут сосновые насаждения. Такие пески пригодны и для выращивания сельскохозяйственных культур.

**Гравий** (1-3 мм) – состоит из обломков первичных минералов. Высокое содержание его в почвах не препятствует их обработке, но придает им неблагоприятные свойства, такие как провальная водопроницаемость, отсутствие водоподъемной способности, низкая влагоёмкость, что делает их непригодными для произрастания сельскохозяйственных культур, а лесные насаждения на гравелистых почвах как правило малопродуктивны.

**Камни** (крупнее 3 мм) представлены преимущественно обломками горных пород. *Каменистость* – отрицательное свойство почв, которое затрудняет использование почвообрабатывающих машин и орудий, мешает появлению всходов и росту растений.

Таким образом, с увеличением размера гранулометрических элементов существенно изменяются их свойства. Поэтому почвы, содержащие различное количество этих фракций, будут различаться по своим свойствам (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Физические свойства некоторых механических фракций

Физические свойства	Размер фракций, мм					
	3-2	1,5-1,0	0,5-0,25	0,05-0,01	0,005-0,01	менее 0,001
Водопроницаемость, м/с	0,5	0,12	0,056	0,04	–	–
Высота капиллярного поднятия воды, см	–	4,5	23	200	–	–
Набухание, %	–	–	–	16	105	405
Прилипание, г/см <sup>2</sup>	–	–	–	–	60	более 456

При уменьшении размера частичек ускоряется процесс выветривания, а следовательно, и образования вторичных минералов – группы алюмосиликатов (каолин, монтмориллонит), гидроокисей железа и алюминия, углекислых солей Са, Mg, К, что подтверждается валовым (полным) химическим анализом (табл. 2.3).

## Химический состав механических фракций (чернозем, глубина 100 см) [10]

Фракции, мм	Окислы, %				
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
0,05-0,01	90,75	6,44	1,37	0,18	0,17
0,01-0,005	88,49	7,12	1,47	0,21	0,15
0,005-0,001	79,44	10,71	3,74	0,41	0,72
0,001-0,00025	63,10	25,21	7,34	0,42	0,84
0,00025	55,24	30,24	11,39	0,43	0,97

Таким образом, механические элементы в зависимости от размера обладают различными физическими свойствами и химическим составом. Поэтому очень важно знать количество механических элементов того или иного размера в горной породе или почве. Чаще всего для этого используется несколько методов механического анализа с целью выделения всех механических фракций (группы механических элементов, состоящих из частиц, размер которых лежит в определенных пределах). Для разделения частиц более 1 мм применяют ситовый анализ, используя сита различной крупности. Частицы более 1 мм постепенно вовлекаются в процесс почвообразования. Для отделения частиц менее 1 мм, применяется метод пипетки, разработанный Н.А. Качинским. Этот метод основан на различной скорости падения в воде частичек разного размера. Крупные частицы падают быстрее, мелкие – медленнее. Для анализа отвешивают небольшую навеску рыхлой горной породы или почвы, помещают в литровый химический цилиндр с водой, взмучивают и через определенное время после взмучивания частиц специальной пипеткой берут пробы с различных глубин, на которых находятся частицы определенного размера после начала оседания. Пробы помещают в заранее взвешенные металлические чашечки, выпаривают из них воду и определяют массу каждой фракции. Глубину и время взятия проб вычисляют по формуле Стокса. При дальнейшем пересчете количество частиц определенной крупности вычисляют в процентах к массе взятой навески. Так определяют все механические фракции мелкозема.

Для характеристики механического состава почв используют двух- и трехчленные классификации почв по механическому составу. В настоящее время для классификации почв и грунтов используют трехчленную классификацию Н.А. Качинского. Однако самое большое распространение имеет двучленная классификация почв, разработанная сначала Н.М. Сибирцевым, а затем Н.А. Качинским (табл. 2.4). В двучленной классификации выделяют две группы частиц: физический песок – более 0,01 мм и физическую глину – менее 0,01 мм; в трехчленной – три: песок 1,0-0,05 мм, пыль 0,05-0,001 мм и ил – менее 0,001 мм.



Классификация рыхлых горных пород и почв по механическому составу  
(по Н.А. Качинскому)

Название почвы по механическому составу	Содержание физической глины (частицы менее 0,01 мм), % к массе почвы		
	подзолистого типа почвообразования	степного типа почвообразования, а также красно- и желтоземы	солонцы и солончаки
Песок			
рыхлый	0-5	0-5	0-5
связный	5-10	5-10	5-10
Супесь	10-20	10-20	10-15
Суглинок			
легкий	20-30	20-30	15-20
средний	30-40	30-45	20-30
тяжелый	40-50	45-60	30-40
Глина			
легкая	50-65	60-75	40-60
средняя	65-80	75-85	60-65
тяжелая	более 80	более 85	более 65

В соответствии с этой классификацией основное наименование почв по гранулометрическому составу производится по содержанию в них физической глины (<0,01 мм), а дополнительное – с учетом других преобладающих фракций: песчаной (1-0,05 мм), пылеватой (0,05-0,001 мм) и иловатой < 0,001 мм).

Например, дерново-подзолистая почва содержит 28,1% физической глины, доля фракции пылеватых частиц превышает содержание фракций песчаных и илистых частиц, а количество ила больше, чем песка. В этом случае основное наименование гранулометрического состава этой почвы будет “легкосуглинистая”, а дополнительное – “иловато-пылеватая”.

Необходимо отметить, что классификация почв по гранулометрическому составу разработана с учетом особенностей формирования отдельных типов почв, способности их глинистой фракции к агрегированию, что зависит от содержания гумуса, состава обменных катионов, минералогического состава. Чем выше эта способность, тем слабее проявляются глинистые свойства при равном содержании физической глины. Поэтому степные почвы (черноземы, желтоземы и др.) как более структурные переходят в категорию более тяжелых почв при большем содержании физической глины, чем солонцы и почвы подзолистого типа. Так, из таблицы 2.4 видно, что степные почвы (например, черноземы) относятся к категории глинистых при 60-75%-ном содержании физической глины, а подзолистые почвы – при 50-65%.

**Полевой способ определения механического состава.** Почвы разного механического состава обладают различной пластичностью в зависимости от содержания физической глины, т.е. способностью скатываться в шнур, шар и т.д. Используя это качество, разработали простые способы определения механического состава почв в лесу или поле, которые показаны в табл. 2.5.

Для того чтобы определить механический состав почв полевым методом, образец (комочек) увлажняют до тестообразного состояния, а затем раскатывают ладонями.

*Таблица 2.5*

**Определение механического состава почв полевым способом**

Физическая глина, %	Характеристика скатывания		Название почвы по механическому составу
	шар	шнур	
0-5	не скатывается на руке не остается пыли	не скатывается	песок рыхлый
5-10	не скатывается на руке остается пыль	не скатывается	песок связанный
10-20	скатывается с трудом	не скатывается	супеси
20-30	скатывается, легко рассыпается	скатывается, диаметр более 3 мм	суглинок легкий
30-40	скатывается, при раздавливании дает крупные трещины	скатывается, диаметр от 1 до 3 мм	суглинок средний
40-50	скатывается, при раздавливании дает мелкие трещины	скатывается, диаметр менее 1 мм при сворачивании в кольцо растрескивается	суглинок тяжелый
более 50	скатывается, при раздавливании трещин не образуется	скатывается, диаметр менее 1 мм, при сворачивании в кольцо не растрескивается	глины

**2.3. Влияние гранулометрического состава на лесорастительные свойства почвы**

Гранулометрический состав оказывает большое влияние на почвообразование и использование почв. От него в значительной степени зависит интенсивность многих почвообразовательных процессов, связанных с превращением и накоплением органических и минеральных соединений в

почве. Поэтому в одних и тех же природных условиях на породах разного гранулометрического состава формируются почвы с неодинаковыми свойствами.

Гранулометрический состав влияет на водно-физические, физико-механические, воздушные, тепловые свойства, поглотительную способность, накопление в почве гумуса, зольных элементов и азота. В зависимости от гранулометрического состава меняются условия и сроки обработки почвы, а также нормы внесения удобрений.

Почвы песчаные и супесчаные легко поддаются обработке, поэтому издавна их называют *легкими*. Они обладают хорошей водопроницаемостью и благоприятным воздушным режимом, быстро прогреваются. Однако легкие почвы имеют и отрицательные свойства, прежде всего низкую влагоёмкость. Поэтому на песчаных и супесчаных почвах даже во влажных районах растения страдают от недостатка влаги. Легкие почвы бедны гумусом и элементами питания растений, обладают незначительной поглотительной способностью, наиболее подвержены ветровой эрозии.

Тяжелосуглинистые и глинистые почвы отличаются более высокой связностью и влагоёмкостью, лучше обеспечены питательными веществами, богаче гумусом. Обработка этих почв требует больших энергетических затрат, поэтому их принято называть *тяжелыми*.

Тяжелые бесструктурные почвы обладают неблагоприятными физическими и физико-механическими свойствами. Они имеют слабую водопроницаемость, легко заплывают, образуют корку, отличаются большой плотностью, липкостью, часто неблагоприятным воздушным и тепловым режимами. На таких почвах часто наблюдается выжимание сеянцев и саженцев древесных пород.

Лучшим комплексом свойств обладают легкосуглинистые и среднесуглинистые почвы. В степных районах, где распространены черноземы с благоприятной структурой, более ценны по гранулометрическому составу тяжелые почвы – тяжелосуглинистые и глинистые, способные создавать хороший запас влаги. В северных районах Нечерноземной зоны с достаточным или избыточным увлажнением лучшими являются легкосуглинистые почвы.

Механический состав почв определяет продуктивность и состав насаждений. На рыхлых и связных песках в борах растут сосновые насаждения, на супесчаных почвах в субориях – сосновые насаждения с примесью ели, дуба, липы, березы и осины, на легкосуглинистых почвах в сураменях и судубравах прекрасно растут сосново-еловые или сосново-дубовые насаждения, на средне- и тяжелосуглинистых почвах в раменах – ельники. Наилучшие условия для роста сосны складываются на супесчаных, для ельников на легко- и среднесуглинистых, для дубрав на средне- и тяжелосуглинистых почвах. Механический состав оказывает большое влияние на выбор способов обработки почв, определение доз внесения удобрений и различных приемов ведения сельского и лесного хозяйства.

## Глава 3 . ОРГАНИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ ПОЧВЫ

Органической частью почвы называют мертвые остатки растений (их наземных и подземных частей), микробов и животных в разных стадиях разложения и гумификации, а также гумусовые кислоты и их соли.

### 3.1. Источники органического вещества почвы

Первичным и главным источником органического вещества почвы являются остатки зеленых растений в виде наземного опада и корней. Соотношение надземной и подземной частей растений в лесу и на лугу различно. В лесу масса корневых систем составляет примерно 10-30%, на лугу 60-80% массы надземной части. В степи у многих травянистых растений корневая система имеет массу большую, чем надземная часть.

В почвах под лесом основным источником формирования гумуса является лесная подстилка, количество которой зависит от зоны, состава, возраста и густоты насаждений, а также от развития травянистого и мохового покрова.

Время поступления органических веществ в почву различно. В лесу значительная часть опада поступает со второй половины лета и до поздней осени, вплоть до морозов. Моховой покров отмирает зимой, луговые травы – после первых заморозков, а большая часть степных трав – к середине жаркого лета.

В элементарном составе органических остатков важнейшее место принадлежит четырем элементам: углероду, кислороду, водороду и азоту, из которых состоит множество органических соединений. Из этих соединений построены органы растений и животных или их части: клеточные стенки, клеточная плазма, различные защитные образования (кутикула, кора), механические элементы и т. д.

Химический состав органических остатков разнообразен. Основную часть массы органических остатков (75-90%) составляет вода. В сухое вещество входят углеводы, белки, лигнин, липиды, воски, смолы, эфиры, дубильные и многие другие вещества. Соотношение между главнейшими группами соединений в органических остатках различно (табл. 2.6). Так, главная масса сухого вещества бактерий представлена белками. Скорость разложения растительных остатков в значительной степени зависит от их химического состава. В древесине и хвое много лигнина, смол и дубильных веществ, но мало белков; разложение этих остатков идет медленно. Остатки бобовых трав, богатых белками, разлагаются быстро.

Органические остатки всегда содержат некоторое количество зольных элементов: калия, кальция, магния, кремния, фосфора, серы, железа и многих других. Очень низкая зольность у древесины; много зольных элементов в остатках травянистых растений.

Таблица 2.6

Химический состав растений в % от массы сухого вещества  
(по А.Е. Возбуцкой, 1963)

Растения	Белки	Углеводы		Лигнин	Жиры, дубильные вещества	Зола
		целлюлоза	гемицеллюлоза и другие углеводы			
Бактерии	40-70	нет	Есть	Нет	1-40	2-10
Лишайники	3-5	5-10	60-80	8-10	1-3	2-6
Мхи	5-10	15-25	30-60	Нет	5-10	3-5
Хвойные:						
древесина	0,5-1	45-50	15-25	25-30	2-12	0,1-1
хвоя	3-8	15-20	15-20	20-30	15-20	2-5
Лиственные:						
древесина	0,5-1	40-50	20-30	20-25	5-15	0,1-1
листья	4-10	15-25	10-20	20-30	5-16	3-8
Травянистые многолетние:						
злаки	5-12	25-40	25-35	15-20	2-10	5-10
бобовые	10-20	25-30	15-25	15-20	2-10	5-10

### 3.2. Общая схема формирования органической части почвы

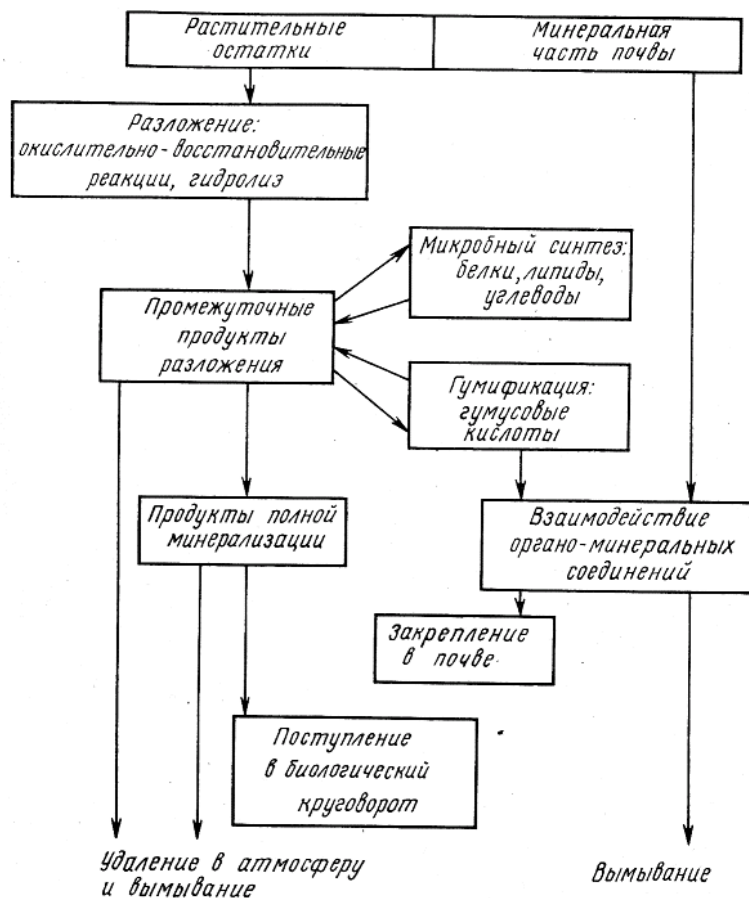


Рис. 2.1. Общая схема гумусообразования в почвах

Эта схема неразрывно связана с биологическим круговоротом веществ и почвообразованием, для которых наиболее существенным звеном является разложение мертвых органических остатков, сопровождающееся несколькими одновременно протекающими процессами: аккумуляцией первичного органического вещества, разложением, микробным синтезом, гумификацией и минерализацией.

Аккумуляция первичного органического вещества – поступление растительных остатков на поверхность и в толщу почвы.

Разложение – совокупность процессов биохимического окисления нерастворимых в воде органических остатков с образованием более простых, частично растворимых в воде органических и минеральных соединений. Процессы протекают главным образом под влиянием ферментативной активности микроорганизмов.

Микробный синтез – процесс образования более сложных соединений из более простых водорастворимых органических (сахаров, аминокислот) и минеральных соединений.

Гумификация, или гумусообразование – медленный биохимический процесс, приводящий к образованию гумусовых веществ – специфических соединений, обладающих способностью к полимеризации, т.е. уплотнению своих молекул, что делает их устойчивыми к разложению микроорганизмами.

Минерализация – совокупность процессов превращения органических веществ в минеральные соли, воду и углекислоту.

Процессы разложения и минерализации обеспечивают поступление элементов питания в биологический круговорот, процессы микробного синтеза и гумификации – закрепление и накопление органических веществ в толще почвы.

### **3.3. Процессы превращения органических остатков в почвах и современные представления о гумусообразовании**

Отмершие органические остатки, поступающие как на поверхность почвы, так и непосредственно в почву, подвергаются процессам разложения. При этом наблюдаются следующие процессы:

- изменение органических веществ под влиянием химических и физических процессов;
- изменение органических веществ при участии живущих в почве животных;
- изменение органических веществ под непосредственным влиянием микроорганизмов.

Эти процессы совершаются одновременно, тесно переплетаются друг с другом и взаимно влияют друг на друга.

В присутствии разного количества кислорода, углекислоты, воды и минеральных частиц почвы органические остатки начинают разлагаться под влиянием собственных ферментов окисления – оксидаз, находящихся в клетках отмерших растений. Процессы окисления приводят к побурению и почернению растительных остатков. Листочки растений ломаются, теряя свой вид.

Первоначальному процессу разложения способствуют физические условия – нагревание, замерзание, удары капель и т.д. Активное участие в превращении органических остатков в гумус принимает многочисленное население почвы, которое перемешивает с почвой всю массу органических остатков и продуктов их разложения и гумификации, перерабатывает их и выбрасывает неиспользованную часть в виде экскрементов в толщу почвы. Особенно велика роль дождевых червей, живущих в почве.

Чаще всего одновременно происходит микробное и грибное разложение органических остатков. Микроорганизмы подвергают разложению всю или почти всю часть ежегодного опада растений. Выделяя ферменты во внешнюю среду, они разлагают органическое вещество на более простые соединения с одновременным освобождением элементов питания, часть которых идет на образование тел микроорганизмов и их жизнедеятельность, а часть поступает в биологический круговорот. Некоторые органические соединения вступают во взаимодействие между собой, полимеризуются, конденсируются, образуя гумусовые вещества, которые с течением времени также минерализуются, превращаясь в воду, углекислоту и минеральные соли.

Процессы разложения в зависимости от химического состава органического вещества и условий среды ( $O_2$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ), вызываются различными группами микроорганизмов, нередко сменяющими друг друга.

Интенсивность процессов разложения и превращения органических веществ определяется водно-воздушным режимом, аэробными или анаэробными условиями, которые в зависимости от факторов почвообразования могут сменять друг друга во времени и в толще почвы.

Скорость разложения органического вещества зависит от количества и групп микроорганизмов. Важнейшими микроорганизмами, встречающимися в почве, являются бактерии, актиномицеты, грибы, водоросли, лишайники.

**Бактерии.** Наиболее распространенная группа микроорганизмов в почве. По своему отношению к кислороду бактерии разделяются на *аэробные* и *анаэробные*. Они активно участвуют в трансформации органического вещества во всех почвах, способны разлагать почти все органические соединения. Аэробные бактерии разлагают органическое вещество почвы в присутствии кислорода воздуха. Например, углеводы разлагаются бактериями до воды и углекислоты. При воздействии ферментов группы гидролаз происходит гидролиз клетчатки с образованием глюкозы, которая под действием бактерий распадается на углекислоту и воду. Так же полно, но гораздо быстрее разлагаются гемицеллюлозы до воды и углекислоты. Медленнее всего подвержен разложению лигнин, который при окислении и дегидратации (потере воды) способен превращаться в гумусоподобные вещества, а затем в гумус. В качестве промежуточных продуктов могут образоваться органические кислоты (щавелевая, уксусная, янтарная).

Белки сначала распадаются до аминокислот, часть которых идет на построение тела микроорганизмов, а часть разлагается до углекислоты и аммиака с дальнейшим окислением до азотистой и азотной кислот. При аэробном разложении вещество минерализуется быстро, и количество элементов питания, доступных для растений, становится больше. В аэробных условиях достаточно легко и быстро разлагаются жиры, воски и смолы, образуя кислоты и продукты минерализации.

При отсутствии кислорода воздуха разложение органического вещества осуществляется анаэробными бактериями. При анаэробном разложении протекают процессы брожения, денитрификации, восстановления сульфатов, например, бактерии *Clostridium*

felsineum и Clostridium Pasterianum вызывают масляно-кислое брожение углеводов с образованием масляной кислоты, углекислого газа и водорода, т.е. происходит неполное разложение и часть начального органического вещества остается в форме органической кислоты. При разложении гемицеллюлоз образуются масляная, уксусная, муравьиная кислоты, водород и метан. В анаэробных условиях лигнин, воски и смолы почти не разлагаются.

С течением времени органическое вещество под воздействием различных групп анаэробных бактерий медленно разлагается на воду, углекислоту, аммиак и минеральные соединения. Одновременно освобождаются соединения серы и фосфора. При анаэробных условиях образуются недоокисленные соединения (сероводород, метан и др.) с одновременным накоплением значительного количества органических веществ.

**Актиномицеты**, иногда называемые лучистыми грибами (Actinomycetes), используют в качестве источника углерода разнообразные органические соединения. Они могут разлагать клетчатку, лигнин, перегнойные вещества почвы. Участвуют в образовании гумуса. Актиномицеты лучше развиваются в почвах с нейтральной или слабощелочной реакцией, богатых органическим веществом.

**Грибы.** Микроскопические грибы разлагают органическое вещество почвы в аэробных условиях, поселяясь чаще всего в лесных подстилках. Под действием грибов клетчатка распадается до воды и углекислоты, а белки – до углекислоты и аминокислот. Грибы сами выделяют органические кислоты и ферменты, способны совершать многие процессы трансформации органического вещества, но, как правило, с меньшей скоростью, чем бактерии.

**Водоросли.** Распространены во всех почвах, главным образом в поверхностном слое.

В болотных почвах водоросли улучшают аэрацию, усваивая растворенный углекислый газ и выделяя в воду кислород.

Водоросли активно участвуют в процессах выветривания пород и в первичном процессе почвообразования.

**Лишайники.** Состоят их гриба и водоросли. Гриб обеспечивает водоросли водой и растворенными в ней минеральными веществами, водоросли же вырабатывают углеводы, которые использует грибок.

Под влиянием бактерий происходит постепенное разложение органических веществ до минеральных соединений, освобождение элементов питания и энергии для построения тел новых микроорганизмов и для возвращения их в биологический круговорот. Существенной чертой превращения органических веществ является образование в качестве промежуточных продуктов значительного количества органических кислот, вступающих в реакцию с основаниями и минеральной частью почвы.

Некоторая часть промежуточных продуктов разложения превращается в специфические сложные высокомолекулярные вещества – гумусовые кислоты. Этот процесс называется гумификацией, его агентами являются кислород воздуха, вода, ферменты микроорганизмов.

Возраст гумусовых веществ в черноземе исчисляется сотнями и даже тысячами лет (1700 лет). Гумус почвы содержит 10-20% негумусовых веществ. Процессы гумусообразования протекают, например, при окислении белков, дубильных веществ, лигнина, циклических аминокислот, при реакциях между моносахаридами и аминокислотами. Гумусообразные вещества возникают при взаимном осаждении белков и дубильных веществ, взаимодействии белков и лигнина, также подвергающихся окислению.



Таким образом, гумусообразование – медленное биохимическое (ферментативное) окисление высокомолекулярных, преимущественно циклического строения органических веществ с образованием высокомолекулярных гумусовых кислот.

### 3.4. Гумусовые кислоты и их свойства

**Гумусом** называют сложный динамический комплекс органических соединений, образующихся при разложении и гумификации органических остатков.

Гумус, торф и подстилка содержат две группы соединений:

- негумифицированные органические остатки и промежуточные продукты их разложения;

- гумусовые вещества.

Гумусовые вещества представляют собой систему высокомолекулярных азотсодержащих органических соединений циклического строения и кислотной природы.

Различают две основные группы гумусовых кислот: группу темноокрашенных гуминовых кислот, накапливающихся на месте своего образования и группу фульвокислот, окрашенную в желтый или бурый цвет, более подвижную и относительно легко передвигающуюся по профилю почвы.

Ряд исследователей выделяет еще гумины – комплекс гуминовых и фульвокислот, очень прочно связанный с минеральной частью почвы и не выделяющийся из нее при обычных способах экстрагирования гумусовых кислот.

*Гуминовые кислоты.* Нерастворимы в воде, хорошо растворяются в слабых растворах едких и углекислых щелочей, щавелевокислого натрия, фтористого натрия и аммиака с образованием солей – гуматов, которые растворимы в воде. В зависимости от типа почвы и концентрации растворы гуматов имеют темно-коричневую или черную окраску.

Элементарный состав гуминовых кислот: С – 52-62%, O<sub>2</sub> – 31-39%, Н – 2,8-5,8% и N – 2-5%.

Гуматы и гуминовые кислоты, накапливаясь, прокрашивают почву в серый, буровато-серый или черный цвета. Они пропитывают комочки почвы, способствуя их склеиванию и образованию почвенной структуры, образуют глубокие затеки вдоль трещин, между структурными комочками в форме гумусовых или гумусово-железистых лаковых корочек. Гуминовые кислоты и их соли подвергаются разложению бактериями.

*Фульвокислоты.* Образуются преимущественно в условиях влажного прохладного климата при преобладающем действии грибной микрофлоры. Фульвокислоты имеют буровато-желтую окраску, очень кислую реакцию (рН 2,6-2,8).

Элементарный состав фульвокислот: С – 40-52%, O<sub>2</sub> – 40-48%, Н – 4-6% и N – 2-6%.

Фульвокислоты растворимы в воде, кислотах, слабых растворах едких и углекислых щелочей с образованием растворимых солей – фульватов. Фульваты  $Fe^{3+}$  и  $Al^{3+}$ , как правило, образуют комплексные соединения, нерастворимые в воде, но растворимые в растворах с кислой и щелочной реакцией. Чем более насыщены фульвокислоты ионами железа и алюминия, тем менее растворимы фульваты. При значительном содержании ионов железа и алюминия в почве, фульваты железа и алюминия выпадают в осадок, образуя коллоидные соединения. Фульвокислоты очень активны, т.е. обладают высокой способностью вступать в реакцию с минеральной частью почвы.

Фульвокислоты могут быть разделены на две группы: светлоокрашенную, содержащую несколько больше углерода (креновые кислоты), и темноокрашенную, с меньшим содержанием углерода – (апокреновые кислоты).

Благодаря сильнокислой реакции и хорошей растворимости в воде фульвокислоты энергично разрушают минеральную часть почвы. Следует, однако, заметить, что степень разрушительного действия фульвокислот на минералы зависит также от количества гуминовых кислот в данной почве; чем меньше в ней гуминовых кислот, тем сильнее действие фульвокислот.

### **3.5. Роль органических веществ в почвообразовании, плодородии и питании растений**

Органическое вещество почвы играет огромную роль в почвообразовании и развитии плодородия. При взаимодействии перегнойных кислот с минеральной частью почвы освобождается значительное количество элементов питания. Гумусовые кислоты участвуют в биологическом выветривании минералов и разрушении горных пород, в формировании почвенного профиля, в создании водопроходной и пористой структуры, стимулируют рост корней и способствуют развитию микроорганизмов, увеличивая интенсивность биологического круговорота веществ. Органическое вещество почвы в значительной степени определяет ее плодородие, поскольку в его составе содержатся все необходимые элементы питания для растений в наиболее удобных для них соединениях.

Органическое вещество служит источником зольного питания растений и особенно азота. Растения, требующие от почвы достаточного количества влаги и элементов питания, лучше растут на почвах с большим содержанием гумусовых веществ, богатых различными видами микроорганизмов. Поэтому регулирование содержания органического вещества в почвах – важнейшее условие повышения почвенного плодородия и урожая растений.

К основным мероприятиям по регулированию количества и состава гумуса относятся: систематическое внедрение в почву достаточно высоких норм органических удобрений в виде навоза и торфяных компостов, применение зеленых удобрений, травосеяние, известкование кислых почв и гипсование солонцов, наиболее рациональная для данных почв система обработки, мелиорация.

### 3.6. Гумусное состояние почв

*Гумусное состояние почв* – совокупность морфологических признаков, общих запасов, свойств органического вещества и процессов его создания, трансформации и миграции в почвенном профиле.

Система показателей, оценивающих гумусное состояние почв, включая уровни содержания и запасов органического вещества почв, его профильное распределение, обогащенность азотом, степень гумификации, типы гумусовых кислот и их особые признаки, предложена Л.А. Гришиной и Д.С. Орловым (1977).

Гумусное состояние тундровых почв характеризуется слабой степенью гумификации органического вещества, средними его запасами в профиле, резко убывающим характером распределения его по профилю, гуматно-фульватным типом гумуса, очень низкой оптической плотностью ГК, низким содержанием азота и низкой активностью “дыхания” почв.

Гумусное состояние разных типов тундровых почв различается по наличию или отсутствию подстилки, по содержанию гумуса, по содержанию различных фракций гумусовых кислот.

Гумусное состояние ненарушенных подзолистых лесных почв характеризуется наличием мощной подстилки, отчетливой выраженностью трех подгоризонтов подстилки, очень низким содержанием гумуса и его запасом, средней степенью гумификации органического вещества, средней обогащенностью азотом, фульватным и гуматно-фульватным типом гумуса, высоким содержанием свободных гумусовых кислот.

Дерново-подзолистые лесные почвы характеризуются наличием среднемошной подстилки, низким содержанием гумуса и его запасом, средней степенью гумификации, резко убывающим характером распределения органического вещества, средней обогащенностью его азотом, гуматно-фульватным типом гумуса, очень высоким содержанием свободных гумусовых кислот.

При окультуривании подзолистых и дерново-подзолистых почв содержание гумуса в пахотном горизонте повышается от низкого до среднего уровня, возрастают запасы гумуса, резко убывающий характер профильного распределения органического вещества сменяется более постепенным, обогащенность азотом возрастает до среднего уровня, в составе гумусовых кислот увеличивается доля гуминовых кислот и тип гумуса становится фульватно-гуматным. Уменьшается до среднего уровня содержание свободных гумусовых кислот, возрастает от очень низкого до среднего уровня содержание гуминовых кислот, связанных с кальцием. Интенсивность дыхания возрастает.

Гумусное состояние черноземов типичных пахотных характеризуется высоким содержанием органического вещества и его большим запасом, постепенно убывающим характером распределения его по профилю, средней обогащенностью азотом, очень высокой степенью гумификации, фульватно-гуматным и гуматным типами гумуса, низким содержанием свободных гуминовых кислот, высоким содержанием кислот, связанных с Са, высоким уровнем “дыхания” почв.

Черноземно-луговые почвы имеют много общих черт в гумусном состоянии с черноземами типичными. Их отличают меньшие запасы гумуса в метровом слое, более резкое убывание гумуса в нижней части профиля, немного меньшая степень гумификации, более высокий уровень содержания свободных гуминовых кислот, более низкое содержание гуминовых кислот, связанных с кальцием.

Мощность гумусных горизонтов в черноземных почвах составляет не менее 1,0-1,5 м. К югу и северу от черноземов содержание гумуса и мощность органофиля сокращаются. Количество гумуса в сероземах очень небольшое, распределение его резко убывающее, мощность гумусовых горизонтов не превышает 30-40 см. Органическое вещество почв пустынь и полупустынь характеризуется высокой степенью гумификации, высокой обогащенностью азотом и фульватно-гуматным типом гумуса.

Поскольку одним из основных показателей гумусного состояния почв служит содержание органического вещества в их поверхностном горизонте, этот параметр особенно часто используется при оценке почвенного плодородия. По содержанию гумуса (общее содержание органического вещества в почве, %) все почвы условно делятся на:

безгумусные .....	<1
очень низкогумусные .....	1-2
низкогумусные .....	2-4
среднегумусные .....	4-6
высокогумусные .....	6-10
очень высокогумусные (тучные) .....	10-15
перегнойные .....	15-30
торфяные .....	30

Приведенные градации гумусности почв условные. Для ряда типов почв принимаются свои локальные градации, несколько отличающиеся от приведенных, но границы 15% (ранее принималось 12%) и 30% являются стандартными.

### 3.7. Экологическая роль гумуса

Развивая учение В.И. Вернадского о биосфере, В.А. Ковда подчеркивает общепланетарную роль почв, в частности, как аккумулятора органического вещества и связанной с ним энергии, способствующих устойчивости биосферы. Он предложил считать гумусовый слой почв планеты особой энергетической оболочкой – гумосферой.

Энергия органического вещества почв используется микроорганизмами и беспозвоночными животными для своей жизнедеятельности, для фиксации азота, а также для многих внутрипочвенных процессов преобразования почвенной массы, для воспроизводства и поддержания почвенного плодородия. Поддержание запасов органического вещества почвы означает сохранение ее энергетического потенциала. Однако в последние десятилетия было обнаружено, что экстенсивное ведение сельского хозяйства без заботы о поддержании запасов гумуса в почве привело к заметному их сокращению.

Вопрос стабилизации и увеличения запасов гумуса в почвах – актуальный вопрос современного земледелия. Важность этой задачи определена многосторонней ролью органического вещества в устойчивости плодородия почв.

Почвы с высоким содержанием гумуса быстрее просыхают весной и раньше пригодны к обработке, требуют меньше затрат на механическую обработку. Эксплуатационные расходы на высокогумусных почвах сокращаются при возрастании производительности почвообрабатывающих агрегатов. Увеличение содержания органического вещества ведет к снижению равновесной плотности почв, что создает условия для минимализации обработок при повышении их интенсивности.

Органическое вещество является источником многих питательных компонентов и прежде всего азота: 50% азота растения берут из почвенных запасов. Одновременно оно служит основой создания оптимальных условий для эффективного использования высоких доз минеральных удобрений.

Биологическая активность почв находится в тесной прямой корреляции с органическим веществом почвы. В более гумусированных почвах разнообразнее видовой состав микроорганизмов и беспозвоночных животных и выше их численность. Ферментативная активность почв также возрастает при нарастании количества гумуса. Содержание органического вещества, особенно подвижной его части, определяет интенсивность поступления  $\text{CO}_2$  в приземный слой воздуха, что позволяет наращивать интенсивность фотосинтеза растений. Почвы с высокой биологической активностью, как правило, способны производить более высокий урожай полевых культур.

Оптимизация гумусного состояния почв предполагает разработку таких приемов хозяйственной деятельности, которые могут создать условия для получения высокого и устойчивого урожая без деградации почвенного плодородия. С этих позиций органическое вещество почвы делят на *мобильное*, обеспечивающее эффективное плодородие, высокий текущий урожай культур, их отзывчивость на агромероприятия, и *стабильное*, обуславливающее устойчивость плодородия почв, урожаев и свойств почв в многолетнем цикле. К первой группе относят свежий опад растений, растительные остатки, вещества индивидуальной природы, легкоминерализующиеся части гумусовых веществ. Ко второй группе – специфические гумусовые вещества.

Оптимальное гумусовое состояние почв определяется комплексом показателей. Важнейшим являются следующие: содержание органического вещества, его запасы, обогащенность его азотом (C:N), обогащенность кальцием, тип гумуса ( $C_{\text{гк}}:C_{\text{фк}}$ ), уровень варьирования этих показателей.

Гумусное состояние служит важным показателем плодородия почв и их устойчивости как компонента биосферы. Отдельные его параметры служат объектом мониторинга окружающей среды. От соотношения и содержания гуминовых и фульвокислот в почвах зависит общая активность гумусовых кислот по отношению к минеральной части почвы. При соотношении гуминовых и фульвокислот до 0,2 гумусонакопление почти отсутствует, разрушение минеральной части максимально; при 0,2-0,5 гумусонакопление слабое, а воздействие гумусовых кислот на минеральную часть активное; при 0,5-0,7 наблюдается средняя скорость гумусонакопления, а действие

органических кислот на минеральную часть почвы слабое; при соотношении более 1,0 происходит интенсивное гумусонакопление, минеральная часть остается почти неизменной.

На скорость разложения и превращения органических веществ (гумусообразования) оказывают влияние климатические факторы (медленное разложение наблюдается при длительном промерзании почв, вечной мерзлоте, переувлажнении и, наоборот, большой сухости); видовой состав растений (медленнее разлагаются сфагнум, долгомошники, хвойные подстилки, быстрее травяной спад, подстилки лиственных пород); материнские горные породы (медленнее разлагаются растительные остатки в суглинках и быстрее в песчаных почвах, гумуса в суглинках больше, в песчаных почвах меньше). Существенное влияние на разложение растительных остатков оказывают рельеф (в пониженных частях накапливается гумуса больше, на повышенных меньше); микроорганизмы (аэробные разлагают органическое вещество почти полностью, поэтому гумуса образуется меньше, чем при действии анаэробных микроорганизмов); химический состав растительных остатков (быстрее разлагаются и полностью минерализуются гемицеллюлоза, клетчатка, белки, медленнее – лигнин, жиры, воски, смолы). В целом при разложении органических веществ происходят весьма существенные процессы: освобождение зольных элементов питания, азота, углекислоты, служащих источником питания растений; образование кислот, влияющих на химическое выветривание минеральной части почвы, освобождение элементов питания из горных пород, особенности почвообразования и, наконец, синтез гумусовых кислот и их солей с дальнейшим образованием гумуса.

Перегной в почве представлен гумином, гуминовыми кислотами, гуматами и фульватами  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{3+}$ . Количество органического вещества в почвах зависит от направления и особенностей процесса почвообразования и очень различно в разных почвах.

Содержание органического вещества в однометровом слое различных почв (т/га) следующее:

Подзолистые лесные .....	110
Дерново-подзолистые .....	230
Серые лесные .....	475
Выщелоченные черноземы .....	555
Мощные черноземы .....	760
Обыкновенные черноземы .....	450
Темно-каштановые .....	250
Светло-каштановые .....	120
Сероземы .....	80

Самые бедные почвы содержат 80-110 т/га органического вещества, а самые богатые – 760 т/га. Органическое вещество почвы вызывает развитие в почвенном профиле очень интенсивных биологических процессов, поэтому можно сказать, что почва – это природное тело, в котором протекают сложные процессы распада и синтеза органических веществ.

## Глава 4. ПОЧВЕННЫЕ КОЛЛОИДЫ. ПОГЛОТИТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВЫ

### 4.1. Почвенные коллоиды

*Почвенными коллоидами* называются высокодисперсные минеральные, органические и органо-минеральные частицы и молекулы размером от 0,1 до 0,001  $\mu$  (микрон – одна тысячная доля миллиметра). Коллоидные свойства начинают проявляться у частиц размером менее 1  $\mu$ , или 0,001 мм – предколлоидная фракция. С водой они образуют коллоидные растворы, обнаруживают броуновское движение, проходят через бумажные и не проходят через органические фильтры. Следует отметить, что водные растворы с частицами более 1  $\mu$  образуют водные суспензии, а с частицами менее 0,001  $\mu$  – истинные, или молекулярные, растворы. Вещества, раздробленные до коллоидных частиц, обладают большой удельной поверхностью. Коллоиды по механическому составу относятся к фракции ила (частицы менее 0,001 мм), а по двучленной классификации – к фракции физической глины (частицы менее 0,01 мм).

#### 4.1.1. Строение и состав почвенных коллоидов.

Коллоиды – двухфазные системы и состоят из дисперсной фазы (массы коллоидных частиц) и дисперсионной среды (почвенный раствор). Характерными особенностями почвенных коллоидов являются очень большая суммарная и удельная поверхность и наличие двойного электрического слоя ионов на границе раздела между дисперсной фазой и дисперсионной средой.

Коллоидную частицу, по предложению Вигнера, называют мицеллой, которая состоит из ядра, слоя потенциал определяющих ионов, неподвижного и диффузного слоя компенсирующих ионов (рис. 2.2.).

Ядро вместе с потенциалопределяющим слоем ионов называют гранулой. Часть ионов компенсирующего слоя неподвижна, т.к. прочно связана с внутренним слоем ионов, часть подвижна и образует внешний, или диффузный, слой. Ионы диффузного слоя способны обмениваться с ионами интермицеллярного (почвенного) раствора, обуславливая физико-химическую поглотительную способность. Коллоидная мицелла электронейтральна, но поскольку основная масса принадлежит грануле, заряд последней рассматривается как заряд всего коллоида.

Многие свойства почв зависят от состава и свойств коллоидных частиц. В природе коллоидные частицы образуются при измельчении минералов и горных пород под влиянием выветривания и почвообразования, разложении органических веществ, образовании гумуса в котором принимают участие органические и минеральные соединения. По происхождению коллоидные частицы делятся на минеральные, органические и органо-минеральные.

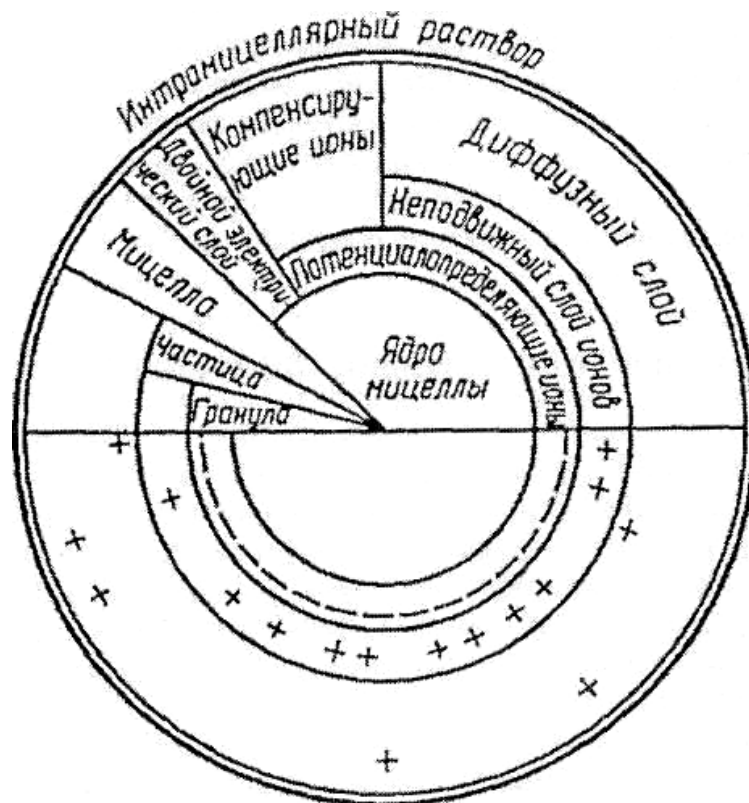


Рис.2.2. Схема строения коллоидной мицеллы (по Н.И.Горбунову)

*Минеральные коллоиды.* В их состав входят вторичные глинистые минералы (гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, гетит, гидраты окиси железа), а также мелкие частицы первичных минералов (в основном кварц и слюды).

*Органические коллоиды* представлены в почве главным образом гумусовыми кислотами и их солями (гуматами, фульватами, алюмо- и железогумусовыми соединениями).

*Органо-минеральные коллоиды* широко распространены в верхних горизонтах всех почв. Они представляют собой соединения гумусовых веществ с глинистыми (вторичными) минералами. Основными минералами, входящих в состав эти коллоидов, являются монтмориллонитовая и гидрослюдистая группы, а также всегда сопутствующие им в почве полоторные окислы и кремнезем.

Заряд частиц легко проверить. Если через V-образную трубку с почвенным коллоидным раствором пропускать постоянный электрический ток, то большая часть минеральных и органических коллоидов передвинется к положительно заряженному электроду, подтверждая правильность вывода об отрицательном заряде почвенных коллоидов. Это явление называют электрофорез.



#### 4.1.2. Понятие о коллоидных растворах.

Коллоидные частицы с водой образуют коллоидные растворы двух типов – *золь* и *гель*. Золь – коллоидный раствор, в котором частицы находятся во взвешенном состоянии, так как они почти не оседают. Например, коллоидные растворы солонцовых почв не оседают в течение 2-5 лет. В форме золя, особенно тонкие частички, способны проникать глубоко в почву. Частички золя не оседают, так как каждая из них имеет одинаковый заряд. Известно, что частички с одинаковым зарядом отталкиваются. Если сила отталкивания больше силы тяжести, то все они находятся во взвешенном состоянии. Для того чтобы частички осели, нужно ввести в раствор вещества, имеющие противоположный заряд. Эти вещества называются электролитами. К ним в первую очередь относятся простые минеральные соли.

Обычный почвенный раствор, как известно, содержит освобождающиеся при выветривании и почвообразовании простые минеральные соли. Молекулы солей или электролитов хорошо диссоциированы в воде. Положительно заряженные ионы металлов взаимодействуют с отрицательно заряженными коллоидными частицами и нейтрализуют их. Электронейтральные частички начинают медленно опускаться в воде под действием силы тяжести, одновременно склеиваясь друг с другом, обволакивая более крупные почвенные частицы, образуя пленки и корочки в тонких почвенных трещинах. Захватывая воду, они образуют новый вид коллоидного раствора – гель. В состоянии геля коллоидный раствор приобретает свойство клея (греч. colla – клей, eidos – видный, т.е. клеевидный).

#### 4.2. Коагуляция и пептизация коллоидов

*Коагуляция* – процесс перехода коллоида из состояния золя в состояние геля. При этом коллоиды теряют заряд, и происходит слипание их в агрегаты. Концентрация электролита – соли, при которой начинается процесс коагуляции, называется порогом коагуляции, который зависит от валентности и атомного веса катионов, образующих *лиотропный* ряд по увеличению коагулирующего влияния на коллоиды:  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ .

Самые сильные коагуляторы – железо и алюминий, самые слабые – одновалентные элементы, затем двухвалентные, наиболее полно и быстро происходит коагуляция при воздействии трехвалентных элементов.

После дождей и особенно весной количество воды в почве увеличивается, и часть коллоидов из геля переходит в золь. Это происходит потому, что концентрация электролита при добавлении воды уменьшается, частички снова приобретают одинаковые заряды и начинают отталкиваться – происходит процесс *пептизации*. Такие коллоиды называются обратимыми. Коллоиды, насыщенные катионами одновалентных элементов –  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ , образуют обратимые коллоиды, способные переходить из геля в золь. Это происходит вследствие того, что частицы остаются разделенными между собой водными оболочками и при добавлении воды легко расходятся. Необратимые коллоиды

образуются под влиянием двух- и трехвалентных элементов, т.е. после коагуляции при любом добавлении воды они не переходят в состояние золя.

Обычно при коагуляции происходит захват молекул воды, причем количество воды, которое может удерживать в себе гель, тем больше, чем меньше валентность и атомный вес элемента. Гели, насыщенные  $\text{Na}^+$ , способны удерживать воды в 1000 раз больше своей массы. Используя это свойство, из солей натрия и коллоидов силикатов изготавливают обычный канцелярский клей. Коллоиды, удерживающие большое количество воды, называются гидрофильными (греч. *hydro* – вода, *phileo* – люблю). К ним относятся коллоиды, насыщенные  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ .

Коллоиды, удерживающие малое количество воды, называются гидрофобными (греч. *phobos* – страх). Эти коллоиды образуют при коагуляции гели, почти не содержащие воды, или порошки – седимент. Они не обладают клеящей способностью.

Наилучшей клеящей способностью в почвах обладают гели гумусовых веществ, насыщенных кальцием. Эти коллоиды хорошо склеивают почвенные частички, они необратимы и поэтому являются лучшими структурообразователями. Коллоиды, насыщенные натрием, обратимы, они не образуют прочных комочков и под действием воды расплываются. Коллоиды, насыщенные железом, очень прочны, содержат мало воды, способствуют образованию плотных горизонтов почвы.

Коагуляция коллоидов может происходить при взаимной нейтрализации разнородно заряженных коллоидов, при уменьшении количества воды, например, при ее испарении, замерзании или нагревании. В природных условиях происходит “старение” коллоидов с освобождением части воды, т.е. гели теряют воду. Потеря воды гелями приводит сначала к уменьшению их клеящей способности, которая затем полностью исчезает. Обезвоженные гели гумуса необратимы, не обладают клеящей способностью и плохо используются микроорганизмами.

Очень часто весной, когда почвенный раствор разбавлен, золи органического вещества и коллоидные частицы минерального происхождения передвигаются вниз по профилю почв под действием нисходящего тока воды.

Почвенные коллоиды, обладая огромной удельной поверхностью и энергией, принимают активное участие во всех процессах, протекающих в почвах. Разнообразие состава почвенных коллоидов, способность их передвигаться под действием влаги в почве в форме коллоидных растворов – золь и закрепляться в форме гелей приводит к образованию почвенных слоев – горизонтов, отличающихся составом и свойствами коллоидов, проникновению в глубь материнских пород органических и органоминеральных веществ. В зависимости от катионов, насыщающих коллоиды, и их клеящей способности формируются различные по размерам и устойчивости к воде почвенные комочки, обуславливающие разнообразие водно-физических свойств почв. Способность к диссоциации и связанная с этим химическая активность обеспечивают участие коллоидов во всех физико-химических процессах, обуславливая постепенное присутствие в почвенных растворах элементов питания и одно из важнейших свойств почв – поглонительную способность.

### 4.3. Поглощительная способность почв. Виды поглощительной способности

Под *поглощительной способностью* почв понимается ее способность задерживать соединения или их части, находящиеся в растворенном состоянии, а также коллоидально-распыленные частички минеральных и органических соединений, живые микроорганизмы, грубые суспензии.

Совокупность высокодисперсных твердых частиц почвы, способных к реакциям обменного поглощения называют *почвенно-поглощающим комплексом (ППК)*. Учение о почвенной поглощительной способности связано с именем К.К. Гедройца.

В зависимости от способа поглощения различают следующие виды поглощительной способности:

- механическая;
- физическая;
- физико-химическая, или обменная;
- химическая;
- биологическая (детально разработана В.Р. Вильямсом).

Все формы поглощительной способности зависят от коллоидной (илистой) части почвы, а две из них – физическая и физико-химическая связаны с коллоидами почвы и их свойствами.

**Механическая поглощительная способность** – это способность почвы задерживать в своих порах частицы почвенных суспензий. Почвенные суспензии образуются при стоке и впитывании воды в почву. Вода, попадающая в почву, содержит взвешенные частички, разнообразные молекулы и ионы. Частички, передвигаясь по системе почвенных пор и ходов вместе с водой, постепенно застревают в промежутках, имеющих меньший размер, чем они сами. Это чаще всего происходит в изгибах, тупичках. Наибольшее количество частичек задерживается в узких порах. Таким образом, чем меньше размер почвенных пор, тем больше частичек задерживается при просачивании почвенных суспензий. Камни, например, плохо задерживают частицы суспензий; в песках задерживаются глинистые частицы, а в суглинистых почвах – коллоидные частицы и даже микроорганизмы. Механическая поглощительная способность почв обеспечивает высокое очищение почвенных растворов от взвешенных частиц. Часть их остается в верхних слоях, накапливается и с течением времени может изменить механический состав почвы. Эта форма поглощительной способности почв используется при орошении, очистке водных суспензий в промышленных целях, для очистки питьевой воды.

**Физическая поглощительная способность почв** – это способность коллоидных частиц поглощать из почвенных растворов молекулы веществ, понижающих поверхностное натяжение водной пленки. При механическом поглощении суспензии освобождаются от частиц и превращаются в растворы, содержащие молекулы и ионы. Каждая почвенная частичка оказывается окруженной водной пленкой.

Известно, что на поверхности частицы молекулярный слой воды удерживается очень большими силами, создающими повышенное натяжение водной пленки. Обычно натяжение водной пленки на границе с воздухом при 0°С равно 75,5 дин/см. Поэтому чем больше в почве мелких частиц, тем больше общая поверхность водной пленки, а следовательно и энергия сил поверхностного натяжения.

К.К. Гедройц, изучая растворы различных солей, установил, что вещества можно разделить на две большие группы: понижающие поверхностную энергию водных пленок и повышающие ее. Сила поверхностного натяжения водной пленки изменяется при воздействии различных кислот и солей. Неорганические кислоты и их соли часто повышают, а органические кислоты, спирты, алкалоиды и краски понижают поверхностное натяжение водной пленки и тем сильнее, чем больше их концентрация в почвенном растворе. Поэтому распределение молекул веществ вокруг почвенной частицы различно. Молекулы веществ, понижающих поверхностное натяжение водных пленок, будут удерживаться ею – это явление получило название *положительная адсорбция*. Вещества, повышающие поверхностное натяжение водной пленки, будут располагаться на значительном расстоянии от почвенной частицы – это явление носит название *отрицательная адсорбция* (лат ad – на, у, при; sorber – поглощать, всасывать).

Таким образом, при просачивании почвенного раствора вещества, понижающие поверхностное натяжение водной пленки, т.е. органические кислоты, спирты, алкалоиды, будут удерживаться и накапливаться в почве, а вещества, повышающие поверхностное натяжение – неорганические соли, которые чаще всего хорошо диссоциируют, будут находиться в растворе.

Уменьшение поверхностной энергии водных пленок может произойти не только вследствие положительной адсорбции, но и при процессах коагуляции, сопровождающихся уменьшением общей поверхности почвенных частичек, т.е. физическая поглотительная способность в значительной степени зависит от состояния коллоидов почвы.

**Физико-химическая, или обменная, поглотительная способность почв** – это способность главным образом коллоидных (илистых) частичек удерживать и обменивать ионы с почвенным раствором. Водный раствор, окружающий почвенные частицы, содержит значительное количество веществ, диссоциированных на ионы – катионы и анионы (катионы заряжены положительно, анионы – отрицательно). Например, в почвенном растворе могут находиться катионы  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и анионы  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ . Почвенные коллоиды также имеют положительный (или отрицательный) заряд, поэтому частицы, заряженные отрицательно, а это почти вся основная часть минеральных и органических частиц, будут удерживать катионы, а заряженные положительно – анионы.

Вследствие того, что почвенные коллоиды несут в основном отрицательный заряд, в почвах происходит преимущественно поглощение катионов. Чем больше коллоидных частичек в почве, тем больше катионов они смогут удержать в поглощенном состоянии. Катионы удерживаются

почвенными частицами довольно прочно и могут быть вытеснены только в случае их замены другими при соприкосновении с почвенным раствором. Замена происходит в результате обменных химических реакций. Обмен ионов происходит очень быстро и в эквивалентных количествах, т.е. один катион  $\text{Ca}^{2+}$  заменяется на два катиона  $\text{H}^+$  или  $\text{K}^+$ , причем любой катион почвы может быть замещен любым катионом почвенного раствора. Почвенные коллоиды наиболее энергично поглощают  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ . Этот ряд написан по мере убывания энергии поглощения. Чаще всего  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Al}^{3+}$  образуют сложные комплексные, нерастворимых в воде соединения. Поэтому в природных условиях в поглощенном состоянии находятся  $\text{H}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  и реже  $\text{Na}^+$ , содержание которых зависит от условий и факторов почвообразования.

Количество поглощенных катионов зависит от величины и содержания частичек разных размеров и особенно коллоидных, т.е. от механического состава. Зависимость емкости поглощения катионов от механического состава почв демонстрируют следующие данные:

Размер частиц, мм	0,25–0,005	0,005–0,0001	0,0001–0,00025	Менее 0,00025
Количество катионов, мг-экв на 100 г почвы	0,3	15,0	37,5	63,9

Общее количество поглощенных катионов или оснований выражается в *миллиграмм-эквивалентах (мг-экв) на 100 г почвы*. Миллиграмм-эквивалент – это частное от деления атомного веса данного элемента на валентность, выраженное в миллиграммах. Так, для  $\text{Ca}^{2+}$  эквивалент по водороду равен 20,04 мг, а для  $\text{Mg}^{2+}$  – 12 мг. Для пересчета на 100 г почвы 100 делят на величину навески, взятой для определения, и общее количество оснований или сумму поглощенных катионов, определенных в опыте, умножают на полученное число. Количество поглощенных катионов (ионов) зависит также от минералогического состава. Так, каолин, гидрослюда могут удерживать 20, серицит 20-40, монтмориллонит 60-100 мг-экв на 100 г почвы. Наибольшей же поглощательной способностью обладает органическое вещество почвы. Например, гумус поглощает до 180, а гуминовые кислоты – до 286 мг-экв катионов на 100 г почвы.

Таким образом, общее количество катионов и анионов почвы зависит в основном от механического, минералогического состава почв и содержания в них органического вещества. Чем больше содержится в почве илистых частиц, тем больше ионов удерживается в поглощенном состоянии.

Максимально возможное количество катионов, которое может сорбировать почва, называется *ёмкостью поглощения* и обозначается буквой Е. Для различных почв ёмкость поглощения различна: у песчаных почв она равна 1-5 мг-экв, супесчаных 7-8, суглинистых – от 7-8 до 15-18, глинистых – от 15 до 30 мг-экв и выше, у суглинистых подзолов колеблется в пределах 12-18, у

дерново-подзолистых почв 16-25, серых лесных 18-30 и черноземов 30-50 мг-экв на 100 г почвы.

Ёмкость поглощения складывается из двух величин: *суммы поглощенных оснований* S, куда входят главным образом  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , и поглощенного водорода  $\text{H}^+$ , содержание которого обозначается буквой Н. Как и ёмкость поглощения, S и Н выражаются в мг-экв на 100 г почвы. Таким образом:

$$E=S+H$$

*Степенью насыщенности почв* основаниями называют отношение суммы обменных оснований к емкости поглощения. Она показывает, какую часть всей емкости поглощения занимают обменные основания.

$$V = \frac{S}{S + H} \cdot 100 \quad \text{или} \quad V = \frac{S}{E} \cdot 100,$$

где V – степень насыщенности почв основаниями, в %;

S – сумма обменных оснований, мг-экв на 100 г почвы;

H – гидролитическая кислотность, мг-экв на 100 г почвы;

E – ёмкость поглощения, мг-экв на 100 г почвы.

В почвах, не содержащих поглощенного водорода (сероземы, каштановые, бурые почвы, а также карбонатные черноземы) она равна 100%. Чем больше в почве поглощенного водорода, тем меньше насыщенность основаниями.

Степень насыщенности почв основаниями – характерный показатель почвы. Этой величиной пользуются при решении многих вопросов, особенно при обосновании известкования и внесения фосфорных удобрений.

В зависимости от соотношения суммы поглощенных оснований и содержания обменного водорода различают почвы *насыщенные* и *ненасыщенные основаниями*. Почвы, ненасыщенные основаниями, содержат в поглощающем комплексе большое количество обменного водорода и алюминия и называются кислыми – это подзолы, дерново-подзолистые, серые лесные почвы. Почвы, у которых сумма поглощенных оснований  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Na}^+$  равна емкости поглощения, называются насыщенными основаниями – черноземы, сероземы, солонцы, каштановые почвы.

Насыщенные основаниями почвы могут быть нейтральными и щелочными в зависимости от содержащихся в них обменных катионов. Почвенный поглощающий комплекс, насыщенный достаточно большим количеством положительно заряженных гидроксидов железа, алюминия и углекислого кальция, обеспечивает физико-химическое поглощение анионов. Поглощение анионов происходит неодинаково, менее всего поглощаются ионы  $\text{Cl}^-$ , а также  $\text{NO}_3^-$ , а затем по мере увеличения  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$  и  $\text{OH}^-$ , т.е. чем больше валентность аниона и его величина, тем сильнее он поглощается. Исключение составляет только гидроксильная группа ( $\text{OH}^-$ ).

Таким образом, в почвах в поглощенном состоянии находятся соединения серы, фосфора и в меньших количествах – азота и хлора. Однако почвенный

поглощающий комплекс преимущественно состоит из отрицательно заряженных частиц, и поэтому поглощаются в основном катионы.

Почвы, насыщенные катионом водорода – это кислые почвы с непрочной комковато-пылеватой структурой, расплывающейся под влиянием воды. Коллоиды этих почв гидрофильны, частично обратимы. Катион  $H^+$  не используется как элемент питания и нередко подавляет жизнь микроорганизмов и растений.

Катион алюминия в подвижной форме ядовит для растений, придает почвам кислые свойства, однако является хорошим коагулятором и способствует образованию прочной структуры.

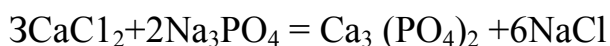
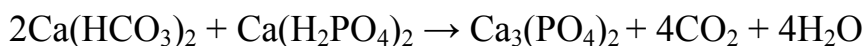
Натрий – катион, придающий среде щелочную реакцию, в больших количествах вызывает гибель растений, разрушает почвенную структуру, диспергирует ее; коллоиды натрия гидрофильны, подвижны, соли натрия растворимы в воде.

Катионы кальция и магния преобладают в поглощающем комплексе черноземных почв и придают им реакцию близкую к нейтральной. Они хорошие коагуляторы, способствующие закреплению органических веществ в почвах. Коллоиды их гидрофильны, необратимы. Катионы кальция и магния способствуют образованию водопроочной почвенной структуры.

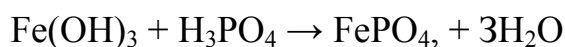
Катион железа входит в почвенный поглощающий комплекс кислых почв. Он хороший коагулятор, придает прочность почвенной структуре, образует с анионами фосфорной кислоты, плохо диссоциирующие и малорастворимые соединения. Гели необратимы, гидрофобны.

Анионы задерживаются почвой лишь частично, причем некоторые из них ( $PO_4^{3-}$  и  $SO_4^{2-}$ ) образуют в почве нерастворимые в воде соли, а  $Cl^-$  и  $NO_3^-$ , если не перехватываются корнями растений, как правило, вымываются за пределы почв.

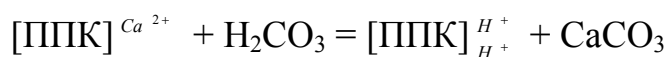
**Химическая поглотительная способность** – это способность почв задерживать катионы и анионы в форме нерастворимых или труднорастворимых соединений. Образование таких соединений может происходить при увеличении концентрации веществ и выпадении их в осадок, а также в результате химических реакций, протекающих в почвенном растворе. Так, труднорастворимые соединения фосфора с кальцием образуются при внесении суперфосфата в черноземные почвы.



Если в почве присутствуют гидраты железа, могут образоваться фосфаты железа.



Труднорастворимые соединения, например  $CaCO_3$ ,  $CaSO_4$ ,  $Ca_3(PO_4)_2$ , могут образовываться при взаимодействии ионов  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{3+}$  с  $PO_4^{3-}$ ,  $SO_4^{2-}$  при обменных реакциях.



Таким образом, катионы и анионы могут задержаться в почве. Некоторая часть их дает новообразования в форме белоглазки, псевдомицелия, охристых пятен, рудяковых зерен и др. Благодаря химической поглотительной способности в почвах накапливаются такие элементы питания, как фосфор и сера.

**Биологическая поглотительная способность** почв обусловлена избирательным поглощением элементов питания корнями растений и микроорганизмами. Закрепленные в форме органического вещества элементы питания поступают в почвы и накапливаются в них. Биологическая поглотительная способность почв обеспечивает закрепление азота и всех важнейших элементов питания в соотношениях наиболее выгодных для растений. Она имеет особенно большое значение для эродированных, молодых, слаборазвитых и легких по механическому составу почв.

При почвообразовательных процессах и выветривании в передвижении, закреплении, образовании и разложении различных веществ принимают участие все формы поглотительной способности.

#### 4.4. Кислотность и щелочность почв

**Кислотность почвы** – это свойство почвы подкислять почвенный раствор. Кислотность обусловлена присутствием обменного водорода и обменного алюминия. Источником иона водорода в почвах являются органические кислоты. Обменный алюминий находится в почвах в составе солей и алюмосиликатов.

Реакция почвы оказывает большое влияние на развитие растений и почвенных микроорганизмов, усвоение растениями питательных веществ, течение физико-химических и биохимических процессов.

В почвах различают несколько видов кислотности: *актуальную* и *потенциальную*.

**Актуальная кислотность** обусловлена присутствием в почвенном растворе свободных ионов в форме  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$ . Актуальная (активная, свободная) кислотность – кислотность почвенного раствора, обусловленная повышенной концентрацией в нем ионов  $\text{H}^+$  по сравнению с ионами  $\text{OH}^-$ . Она определяет реакцию почвенного раствора и характеризуется величиной рН, представляющей собой отрицательный логарифм активности водородного иона (табл. 2.7).

Определение рН почвенного раствора имеет огромное значение, так как именно актуальная кислотность почв определяет жизнедеятельность микроорганизмов и условия существования растений.



Классификация реакции почвенного раствора по величине рН<sub>(водн.)</sub>

Значения рН <sub>(водн.)</sub> *	Реакция почвенного раствора	Концентрация ионов Н <sup>+</sup> , г/л
3–4	Сильнокислая	10 <sup>-3</sup> –10 <sup>-4</sup>
4–5	Кислая	10 <sup>-4</sup> –10 <sup>-5</sup>
5–6	Слабокислая	10 <sup>-5</sup> –10 <sup>-6</sup>
6–7	Нейтральная	10 <sup>-6</sup> –10 <sup>-7</sup>
7–8	Слабощелочная	10 <sup>-7</sup> –10 <sup>-8</sup>
8–9	Щелочная	10 <sup>-8</sup> –10 <sup>-9</sup>
9–11	Сильнощелочная	10 <sup>-9</sup> –10 <sup>-11</sup>

\* – при определении рН в водной вытяжке соотношение почвы и воды 1:2,5

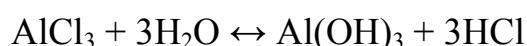
**Потенциальная кислотность** – кислотность твердой фазы почвы. Она обусловлена наличием ионов водорода и алюминия в поглощенном состоянии. Эти катионы при некоторых условиях могут выйти в раствор и принять активное участие в почвенных процессах.

Различают две формы потенциальной кислотности (в зависимости от характера вытеснения): обменную и гидролитическую.

**Обменная кислотность** – это кислотность, обусловленная обменно-поглощенными ионами водорода и алюминия, которые извлекаются из почвы при обработке ее раствором нейтральной соли (например, КСl). Появление в растворе обменных алюминия и водорода сообщает раствору кислую реакцию:



и далее



Образующаяся соляная кислота характеризует обменную кислотность. Её титруют щелочью и узнают количество ионов водорода, соответствующее обменной кислотности. В величину обменной кислотности входит и актуальная, следовательно, обменная кислотность всегда больше, чем актуальная, а рН солевой вытяжки соответственно ниже, чем рН водной вытяжки, если почва обладает обменной кислотностью (табл. 2.8).

При обработке почвы раствором нейтральной соли вытесняются не все поглощенные почвой ионы водорода. Более полно выявляется потенциальная кислотность при обработке почвы раствором гидролитически щелочной соли, например, уксуснокислого натрия (СН<sub>3</sub>СООNa).

Группировка почв по величине рН<sub>(KCl)</sub> и потребность в известковании

Значения рН <sub>(KCl)</sub>	Степень кислотности почвы	Потребность почв в известковании
4,0 и ниже	Очень сильнокислые	Очень сильная
4,1–4,5	Сильнокислые	Сильная
4,6–5,0	Среднекислые	Средняя
5,1–5,5	Слабокислые	Слабая
5,6–6,0	Близкие к нейтральным	Очень слабая
более 6,0*	Нейтральные	Отсутствует

\* – почвы со щелочной реакцией в данном случае не рассматриваются, так как отсутствует потребность данных почв в известковании для уменьшения кислотности

**Гидролитическая кислотность** показывает максимально возможное количество водорода и алюминия, находящихся в обменном состоянии в почве. Она определяется при обработке почвы раствором соли слабой кислоты и сильного основания (например, ацетат натрия  $\text{CH}_3\text{COONa}$ ), который создает щелочную среду и тем самым способствует более полному вытеснению поглощенного водорода.



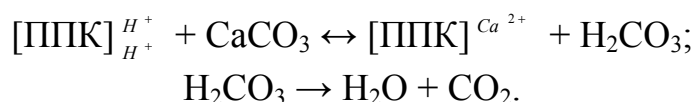
Количество уксусной кислоты, которое определяется титрованием щелочью ( $\text{NaOH}$ ), определяет величину гидролитической кислотности. Гидролитическая кислотность обычно больше обменной.

Величина гидролитической кислотности дает представление об общем содержании в почве поглощенных ионов водорода, что служит показателем ненасыщенности почв основаниями. Эту величину используют при вычислении емкости поглощения кислых почв, при установлении дозы извести при известковании, при выборе удобрений.

Виды почвенной кислотности, рассмотренные выше, являются лабораторными моделями некоторых состояний реальной почвы. Так, почвенный раствор после обильных осадков (дистиллированная вода) имеет кислотность, близкую к *актуальной*. При подсыхании почвы повышается концентрация солей в растворе, и кислотность приближается к *обменной*. Следовательно, обменная кислотность отражает то количество ионов водорода и алюминия, с которым корни растений общаются в повседневной жизни. Кислотность, близкая к обменной, появляется в растворе также при внесении некоторых удобрений в виде нейтральных солей. *Гидролитическая* кислотность является моделью известкования почв и служит для определения дозы извести, необходимой для получения нейтральной *актуальной* кислотности.

#### 4.5. Известкование кислых почв.

Улучшение свойств почв и снижение почвенной кислотности достигаются внесением в почву иона  $\text{Ca}^{2+}$  в форме извести, молотого известняка, мела и других удобрений. Если в кислую почву вносят известь, протекает реакция обмена:



В результате известкования в почве не образуются соединений, вредных для растений. В первую очередь известь вносят в почвы, имеющие рН до 3,5; затем – от 3,5 до 4,5 и, наконец, от 4,5 до 5,5. Выше рН=5,5 известкование не производится. Дозу извести определяют по рН (табл. 2.9) или по величине ГК.

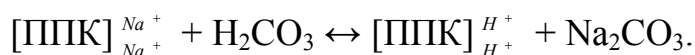
Таблица 2.9

Ориентировочные дозы извести в т/га в зависимости от величины рН солевой вытяжки и механического состава дерново-подзолистых почв (при содержании гумуса до 3%)

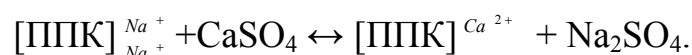
Механический состав почвы	Доза $\text{CaCO}_3$ в зависимости от величины рН солевой вытяжки, т/га					
	$\geq 4,5$	4,6	4,8	5,0	5,2	5,4-5,5
Супесь и легкий суглинок	5,0	4,5	4,0	3,5	3,0	2,5
Средний суглинок	6,0	5,5	5,0	4,5	4,0	3,5
Тяжелый суглинок	8,0	7,5	6,5	5,5	5,0	4,5

#### 4.6. Щелочность почв.

Различают *актуальную* и *потенциальную* щелочность почв. Актуальная щелочность – это щелочность почвенного раствора, возникающая под влиянием гидролитически щелочных солей, например соды или бикарбоната кальция. Потенциальная щелочность обнаруживается у почв, содержащих в почвенном поглощающем комплексе натрий. Она характерна для солонцеватых и засоленных почв и определяется реакцией с образованием соды, например



Борьба со щелочностью проводится гипсованием почв.



Сернокислый натрий водорастворим, легко вымывается. Входящий в почвенный комплекс  $\text{Ca}^{2+}$  улучшает свойства почв.

Для снижения щелочности солонцов применяют суперфосфат, сульфат аммония, навоз.

#### 4.7. Буферность почв

**Буферность почв** – это свойство почвы поддерживать постоянную реакцию почвенного раствора. Буферность зависит от химического состава и емкости поглощения почвы, состава поглощенных катионов и свойств почвенного раствора. Если в почву влить немного соляной кислоты, то можно ожидать подкисления почвенного раствора, однако этого не произойдет, так как произойдет обменная реакция с образованием нейтральных солей. Если добавить щелочь, например соду, то и она также будет нейтрализована. Буферная способность почв будет тем выше, чем больше ее ёмкость поглощения. На буферные свойства почв оказывает большое положительное влияние бикарбонат кальция.

Буферность – явление, которое обеспечивает более или менее постоянную концентрацию водородных и гидроксильных ионов в почве, что дает возможность растениям приспособиться к условиям среды. Буферная способность является одним из элементов почвенного плодородия.

## Глава 5. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

### 5.1. Общие физические свойства почвы

Физические свойства почвы связаны с ее дисперсностью (раздробленностью на отдельные частицы) и порозностью (степенью примыкания частиц почвы друг к другу). Благодаря дисперсности и пористости в почвах можно выделить три фазы – твердую, жидкую и газообразную, находящиеся во взаимодействии друг с другом.

Наименее подвижная часть – твердая фаза почвы и особенно минеральные частицы; более подвижные – органические вещества и еще более динамичные – жидкая и газообразная фазы.

К числу общих физических свойств почвы относят плотность почвы, плотность твердой фазы и порозность.

**Плотность почвы** (объемный вес, объемная масса почвы, удельный вес скелета почвы – устаревшие синонимы, употребляемые в литературе) – масса единицы сухого вещества почвы ( $M$ ) в единице ее объема ненарушенного естественного сложения ( $V$ ) выраженная в  $\text{г/см}^3$  или  $\text{т/м}^3$ :

$$d_v = M/V.$$

Наименьшая плотность обычно наблюдается в верхних горизонтах почв, наибольшая – в иллювиальных и глеевых горизонтах. У хорошо оструктуренных, рыхлых дерново-подзолистых почв наименьшая объемная плотность наблюдается в лесных подстилках –  $0,15-0,40 \text{ г/см}^3$  в гумусовых горизонтах она повышается до  $0,8-1,0$ , в подзолистых – до  $1,40-1,45$ ; иллювиальных – до  $1,5-1,6$  и в материнской породе – до  $1,4-1,6 \text{ г/см}^3$ . Величина объемной плотности почв зависит от типа растительности. Так, в гумусовых, горизонтах под сомкнутыми ельниками она равна  $0,9-1,1$ ; под березняками –  $1,0 - 1,3$ ; под злаками –  $1,2-1,4 \text{ г/см}^3$ .

Каждый вид растений способен поддерживать плотность почв на том или ином уровне, т.е. в определенном интервале величин. Наиболее благоприятная для растительности величина плотности верхних горизонтов почв колеблется в пределах  $0,95-1,15 \text{ г/см}^3$ . Предельной величиной характеризуются глеевые горизонты почв с максимальной плотностью  $2,0 \text{ г/см}^3$ . Если плотность почв равна  $1,6-1,7 \text{ г/см}^3$ , корни древесных пород практически не проникают в почву (при плотности почвы  $2,66-2,70 \text{ г/см}^3$ ), а сельскохозяйственные культуры снижают урожай в 3-4 раза.

Почву считают рыхлой, если плотность гумусовых горизонтов равна  $0,90-0,95$ ; нормальной –  $0,95-1,15$ ; уплотненной –  $1,15-1,25$  и сильноуплотненной – более  $1,25 \text{ г/см}^3$ .

**Плотность твердой фазы почвы** (удельный вес почвы) – масса сухого вещества ( $M$ ) в единице ее истинного объема ( $V_s$ ), т.е. в единице объема твердой фазы почвы, выраженная в  $\text{г/см}^3$  или  $\text{т/м}^3$ :

$$d_v = M/V_s$$

Обычно плотность твердой фазы минеральных горизонтов почв колеблется в пределах 2,4-2,8, а органогенных 1,4-1,8 (торф). Плотность верхних гумусированных горизонтов почв в среднем равна 2,5-2,6; нижних – 2,6-2,7.

**Порозность почвы.** Поскольку порозность почвы определяется соотношением и взаимным расположением почвенных частиц или их агрегатов и пустот между ними, общая порозность почвы (в %) может быть определена путем сопоставления плотности почвы и плотности ее твердой фазы согласно уравнению:

$$P = (d - d_v)/d \cdot 100\%,$$

получаемому из простого представления о том, что объем почвенных пор  $V_p = V - V_s$ , а порозность (в %)  $P = (V - V_s)/V \cdot 100$ .

Различают несколько форм порозности, главнейшими из них являются капиллярная и некапиллярная. Капиллярная порозность обычно измеряется в лабораторных условиях и равна количеству воды, удерживаемому тонкими капиллярными промежутками между частицами твердой фазы почвы. Обычно чем больше глинистых частиц, тем больше капиллярная порозность. В оструктуренных почвах вода между комочками вытекает из-за большого размера пор, а в самих комочках удерживается в капиллярах. Разница между общей и капиллярной порозностью составляет некапиллярную порозность.

Наибольшая порозность (80-90%) наблюдается в лесных подстилках, травяном войлоке, торфах, т.е. органогенных горизонтах. В минеральных гумусированных горизонтах она равна 55-65%, в верхних безгумусных 45-55%, в нижних горизонтах почвы может быть ниже 45%. Минимальная порозность наблюдается в глеевых горизонтах почв и равна около 30%.

Для развития корневых систем древесных пород наилучшие условия создаются при пористости почв, равной 55-65%; при пористости 35-40% корни проникают в почву с трудом, а при пористости глеевых горизонтов она практически становится корненепроницаемой. Большое значение имеет некапиллярная порозность. Для наиболее освоенных корнями горизонтов она, как правило, более 10%; при снижении ее до 3% нижние горизонты почв становятся малодоступными для корней. Некапиллярная порозность обеспечивает проникновение воздуха в почву – аэрацию. Для нормального развития растений важно, чтобы почвы имели высокую капиллярную порозность и порозность аэрации не менее 20% объема почвы.

Порозность почвы, а соответственно и ее плотность – величины динамичные и могут существенно меняться в зависимости от состояния почвы. В частности, сильное воздействие на эти параметры оказывают машинная обработка почв (вспашка, культивация, прикатывание), орошение, проезд машин по поверхности. Динамичны они и в процессе почвообразования. Поэтому, говоря о плотности какой-либо почвы, скажем 1,2 г/см<sup>3</sup>, имеют в виду либо ее значение в данный момент, либо некую равновесную плотность.

Почвы довольно существенно отличаются между собой по плотности и порозности, различна порозность почв и в разных горизонтах профиля.

В общем случае можно сказать, что чем больше в почвах органического вещества. Чем лучше они оструктурены, тем выше их общая порозность, а следовательно, тем лучше их водно-физические и воздушно-физические свойства, определяющие плодородие.

## 5.2. Физико-механические свойства почвы

Наиболее важными физико-механическими свойствами являются пластичность, липкость, набухание, усадка, связность, твердость и спелость. Большая часть этих свойств связана с количеством глинистых или илистых частиц и влажностью почвы.

**Пластичность** – способность влажной почвы необратимо менять форму без образования трещин после приложения определенной нагрузки. Пластичность характеризуется числом Аттеберга. Верхним пределом пластичности считают влажность, при которой почва начинает течь, а нижним – влажность, при которой почва перестает скатываться в шнур без трещин диаметром более 3 мм. Пески имеют число пластичности – 0, супеси – 0-7, суглинки – 7-17, глины – более 17. Пластичность почвы широко используется при определении механического состава почв, при скатывании шнуров и шаров, при расчетах тяговых усилий по обработке почв.

**Липкость** – свойство влажной почвы прилипать к другим телам, в том числе к поверхности сельскохозяйственных орудий; она измеряется нагрузкой в Па, необходимой для отрыва металлической пластинки от влажной почвы. Липкость зависит от механического состава почв, оструктуренности, количества органического вещества, насыщенности почв различными катионами. Почвы супесчаные и песчаные, оструктуренные, богатые органикой имеют меньшую липкость. По липкости почвы делятся на предельно липкие (>147,0 Па), сильно вязкие (49,0-147,0 Па), средние (19,6-49,0 Па), слабо вязкие (<19,6 Па).

**Набухание** – свойство почв и глин увеличивать свой объем при увлажнении. Оно зависит от величины илистой части почвы, ее минерального состава, состава обменных катионов. Больше набухают глины, особенно состоящие из монтмориллонита и насыщенные натрием или литием. Набухание выражают в объемных % по отношению к исходному объему по формуле:

$$V_{\text{наб}} = (V_1 - V_2) / V_2 \cdot 100, \text{ где}$$

$V_{\text{наб}}$  – набухание исходного объема, %;

$V_1$  – объем влажной почвы;

$V_2$  – объем сухой почвы.

Максимальная величина набухания может составлять 120-150%.

**Усадка** – сокращение объема почвы при ее высыхании. Это явление обратное набуханию, зависящее от тех же условий, что и набухание. Измеряется в объемных % по отношению к исходному объему по формуле:

$$V_{yc} = V_1 - V_2 / V_1 \cdot 100, \text{ где}$$

$V_{yc}$  – усадка от исходного объема, %. Остальные обозначения те же, что и в предыдущей формуле.

При усадке почва может покрываться трещинами, возможны формирование структурных агрегатов, разрыв корней, усиление испарения. Усадка вызывает изменение процессов разложения органических веществ, увеличение аэробнозиса почвы.

**Связность** – способность почв оказывать сопротивление разрывающему усилию. Она обусловлена силами сцепления между частицами и зависит от состава коллоидов и катионов. Наиболее связными являются глины, малооструктуренные почвы, насыщенные одновалентными катионами. Связность измеряется в Па при испытании образцов на сдвиг, разрыв, изгиб, раздавливание. В легких почвах органическое вещество и некоторая влажность увеличивают связность, в суглинистых, наоборот, уменьшают. Связность почвы влияет на качество обработки и сопротивление воздействию машин и орудий.

**Твердость** – способность почвы сопротивляться сжатию и расклиниванию. Измеряется с помощью твердомеров и выражается в Па. Твердость почвы зависит от механического состава, состава насыщающих почву катионов и влажности. По мере увлажнения почвы ее твердость уменьшается, при насыщении одновалентными металлами – увеличивается, малогумусные почвы тверже гумусовых, оструктуренные почвы менее тверды, чем неоструктуренные.

Твердость может быть использована при определении необходимой силы тяги при обработке почвы по формуле:

$$P = k \cdot a \cdot b, \text{ где}$$

$k$  – удельное сопротивление почвы, меняющееся от 29,42 до 88,25 Па при влажности от 30 до 70% от полной влагоемкости, оно находится в прямой зависимости от твердости почв, что позволяет ограничиваться определением твердости;

$a$  – глубина пахоты, см;

$b$  – ширина захвата плуга, см.

**Спелость** – такое состояние, при котором почва не прилипает, хорошо крошится, имеет наименьшее удельное сопротивление и не пылит. Различают физическую и биологическую спелости. Физическая спелость наблюдается при оптимальной влажности, которая колеблется в пределах 40-60% полной влагоемкости. Биологическая спелость, по Д.И. Менделееву, такое состояние почвы, при котором она “подходит, как тесто” от наличия в ней углекислого газа или максимальной биологической активности микроорганизмов (разложения и переработки органических веществ, освобождения элементов питания).



## Глава 6. ВОДНЫЕ СВОЙСТВА И ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ

### 6.1. Формы почвенной воды

Почва, как многофазная полидисперсная система, способна поглощать и удерживать воду. В ней всегда находится определенное количество влаги. Содержание влаги в процентах к массе сухой почвы (высушенной при температуре 105°C) характеризует *влажность почвы*. Влажность почвы можно выражать в процентах от объема почвы, в м<sup>3</sup>/га, в мм.

Вода поступает в почву в виде атмосферных осадков, грунтовых вод, при конденсации водяных паров из атмосферы, при орошении. Главным источником воды в неорошаемом земледелии являются атмосферные осадки. Грунтовые воды, в сущности, питаются из того же источника. Что касается конденсации в почве паров воды из атмосферы, то процесс этот не имеет большого значения (Дояренко А.Г.).

Жидкая и парообразная вода в почве подвергается воздействию различных природных сил: сорбционных, капиллярных, осмотических, гравитационных. Под их влиянием изменяются свойства почвенной воды, ее подвижность и доступность растениям.

Почвенные частицы, обладая поверхностной энергией, способны притягивать дипольные молекулы воды. Поглощение твердыми частицами почвы молекул парообразной и жидкой воды называется процессами *сорбции воды*.

*Капиллярные силы* возникают на границе раздела твердая фаза почвы – вода и воздух в капиллярных порах и обусловлены поверхностным натяжением воды и явлением смачивания. Поверхностное натяжение воды – мера некомпенсированности молекулярных сил в поверхностном слое. Вода, смачивая твердые частицы, вызывает образование вогнутых менисков в капиллярах, что приводит к созданию отрицательного капиллярного давления за счет сил поверхностного натяжения, действующих по касательной к поверхности раздела твердая фаза почвы и вода. При отрицательном капиллярном давлении вода поднимается и удерживается в капиллярных порах и может оказывать стягивающее действие на стенки капилляров и вызывать объемные деформации в почве. Движение воды в капиллярах обуславливается разностью капиллярных давлений, возникающих в результате различной кривизны менисков.

Сорбционные и капиллярные водоудерживающие силы в почве противостоят *гравитационным*, под влиянием которых создается нисходящее передвижение влаги.

*Осмотические силы* в почве обуславливаются взаимодействием ионов растворенных веществ (включая и обменные катионы) с молекулами воды. Конкретным выражением осмотических сил является осмотическое давление почвенного раствора.

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

**Твердая вода** – лед – потенциальный источник жидкой и парообразной воды. Эту воду непосредственно не используют растения, хотя она и может служить резервом доступной влаги. Лед переходит в жидкое и парообразное состояние при температуре  $0^{\circ}\text{C}$ . Появление воды в форме льда может иметь сезонный (сезонное промерзание почвы) или многолетний (“вечная” мерзлота) характер.

**Парообразная вода** находится 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 припочвенный воздух к состоянию насыщения водяным паром, тем больше количество парообразной воды в почве. Обычно почвенный воздух полностью насыщен водяными парами. Небольшое понижение температуры почвы приводит к его насыщению и конденсации пара, в результате чего парообразная вода переходит в жидкую. При повышении температуры наблюдается обратный процесс. В парообразной форме влага передвигается из теплых слоев почвы в холодные, а также с током воздуха. Большого значения в жизни растений парообразная влага не имеет.

**Химически связанная вода.** Эта вода представлена гидроксильной группой  $\text{OH}^-$  химических соединений (гидрооксиды железа, алюминия, марганца, органические и органоминеральные соединения) и целыми водными молекулами кристаллогидратов, преимущественно солей (например, гипс –  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Эта вода входит в состав твердой фазы почвы и не является самостоятельным физическим телом, не передвигается и не обладает свойствами растворителя.

**Физически связанная, или сорбционная, 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. В зависимости от прочности удержания воды сорбционными силами эту влагу подразделяют на прочносвязанную и рыхлосвязанную.

*Прочносвязанная вода* – это вода, поглощенная почвой из парообразного состояния. Свойство почвы сорбировать парообразную воду называют гигроскопичностью почв, а поглощенную таким образом воду – гигроскопической (Г). Высокая прочность удержания обуславливает полную

неподвижность гигроскопической воды. Она не замерзает, не растворяет электролиты, отличается повышенной вязкостью и недоступна растениям. Количество водяного пара, сорбируемого почвой, находится в тесной зависимости от относительной влажностью воздуха, с которым соприкасается почва. Предельное количество воды, которое может быть поглощено почвой из парообразного состояния при относительной влажности воздуха близкой к 100% называют *максимальной гигроскопической водой*. При влажности почвы, равной максимальной гигроскопичности (см. стр. 123), толщина пленки из молекул воды достигает 3-4 слоев. На гигроскопичность почвы оказывают существенное влияние гранулометрический и минералогический состав почвы, а также содержание гумуса.

*Рыхлосвязанная (пленочная) вода*. Сорбционные силы поверхностных почвенных частиц не насыщаются полностью даже в том случае, если влажность почвы достигает максимальной гигроскопичности. Вода, удерживаемая в почве сорбционными силами сверх максимальной гигроскопичности, называется *рыхлосвязанной* или *пленочной*. Она также представлена пленкой, образовавшейся вокруг почвенной частицы. Ее толщина может достигать нескольких десятков и даже сотен диаметров молекул воды. Рыхлосвязанная вода уже способна передвигаться в жидкой форме от почвенных частиц с более толстыми водяными пленками к частицам, у которых она тоньше. Передвижение воды очень медленное. Содержание рыхлосвязанной воды в почве определяется теми же свойствами почвы, что и содержание максимальной гигроскопичности. В среднем для большинства почв она достигает 7-15%, иногда в глинистых почвах достигает 30-35% и снижается в песчаных до 3-5%.

По физическому состоянию рыхлосвязанная вода очень неоднородна. Поэтому можно сказать, что она занимает промежуточное положение между водой прочносвязанной и свободной.

**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* удерживается в почве в порах малого диаметра – капиллярных, под действием капиллярных или менисковых сил. По физическому состоянию капиллярная вода жидкая, высокоподвижная, способна обеспечить восполнение запасов воды в поверхностном горизонте почвы при интенсивном потреблении ее растениями или при испарении; свободно растворяет вещества и перемещает растворимые соли, коллоиды, тонкие суспензии. Все мероприятия, направленные на сохранение воды в почве связаны с созданием в почве запасов именно капиллярной воды, с уменьшением ее расходов на физическое испарение. В зависимости от характера увлажнения различают: капиллярно-подвешенную, капиллярно-подпертую и капиллярно-посаженную воду.

Капиллярно-подвешенная вода заполняет капиллярные поры при увлажнении почв сверху (после дождя или полива). При этом под промоченным слоем всегда имеется сухой слой. Вода в промоченном слое как бы висит, не стекая, в почвенной толще над сухим слоем. Поэтому, она и получила название подвешенной. Эта вода удерживается в почве достаточно прочно, являясь доступной для растений. Капиллярно-подвешенная вода может передвигаться как в нисходящем направлении, так и вверх, в направлении испаряющей поверхности. Скорость передвижения этой воды к поверхности, и скорость ее испарения определяется главным образом структурностью почв. В структурных почвах этот процесс идет медленнее, и вода дольше сохраняется в почве.

Одной из разновидностей капиллярно-подвешенной воды, встречающейся в основном в песчаных почвах, является стыковая капиллярно-подвешенная. Возникновение ее в почвах легкого гранулометрического 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, удерживаемая 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. Слой почвы или грунта, содержащий капиллярно-подпертую воду непосредственно над водоносным горизонтом называют капиллярной каймой. В песчаных почвах она 40-60 см, в почвах тяжелого гранулометрического состава она больше – 2-6 м.

Капиллярно-посаженная вода (подперто-подвешенная) образуется в слоистой почвенно-грунтовой толще, в мелкозернистом слое при подстилании его слоем более крупнозернистым, над границей 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.

*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 характерно жидкое состояние; высокая растворяющая способность и возможность переносить в растворенном состоянии соли, коллоидные растворы, тонкие суспензии. Ее делят на просачивающуюся гравитационную воду 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 и почвенные воды (верховодка), насыщающие почвенно-грунтовую толщу до состояния, когда все поры и промежутки в почве заполнены водой (за исключением пор с

защемленным воздухом). Эти воды могут быть застойными. Удерживаются они в почве и грунте вследствие малой водопроницаемости подстилающих грунтов.

Присутствие значительных количеств свободной гравитационной воды в почве – явление неблагоприятное, свидетельствующее о временном или постоянном избыточном увлажнении.

## 6.2. Водные свойства почвы

Выделение всех рассмотренных категорий и форм почвенной влаги основано на том, что каждой из них присущ свой, особый характер взаимоотношений с твердой частью почвы. Поэтому, у твердой части почвы различают ряд водных свойств, каждое из которых сопряжено с существованием и особенностями той или иной категории или формы почвенной влаги.

*Водными (водно-физическими, гидрофизическими) свойствами* называют совокупность свойств почвы, которые определяют поведение почвенной воды в ее толще.

Почвы и грунты имеют следующие основные водные свойства: водопроницаемость, водоудерживающая способность, влагоёмкость, водоподъемная способность почвы, потенциал почвенной влаги.

**Водопроницаемость** – способность почвы впитывать и пропускать воду, поступающую с поверхности. Первую стадию водопроницаемости характеризует *инфильтрация* (впитывание), когда свободные поры почвы последовательно заполняются водой. Передвижение воды в почве под влиянием силы тяжести и градиента напора при полном насыщении почвы водой называют *фильтрацией*. Впитывание влаги в почву – очень важное звено водного режима растений, так как с ним связано накопление в почве запаса влаги, доступной для растений, пополнение грунтовых вод, возможность возникновения поверхностного стока и т.д.

Водопроницаемость почвы количественно принято характеризовать величиной интенсивности инфильтрации (толщина слоя воды, инфильтрирующейся в единицу времени в миллиметрах водного слоя, например, в мм/мин или мм/час). Когда говорят, что водопроницаемость почвы за тот или иной промежуток времени равна скажем 10 мм/час, то это значит, что за часовой промежуток времени в почву впитался слой воды толщиной в 10 мм. Нетрудно видеть, что водопроницаемость, выраженная таким образом, имеет размерность скорости (расстояние, делённое на время). И действительно, это и есть та скорость, с которой понижается уровень воды, находящейся над поверхностью почвы и впитывающейся в почву.

Водопроницаемость почвы зависит от многих факторов, и в первую очередь от объема пор (от величины общей порозности) и от размера пор. Чем выше порозность и чем крупнее поры, тем водопроницаемость будет выше. И то и другое в свою очередь зависит от гранулометрического состава почвы, поскольку размер пор определяется размером частиц и плотностью их укладки.

Е.М. Сергеев приводит следующие значения водопроницаемости для некоторых фракций грунтов:

Размер частиц, мм	0,25-1 мм	0.1-0,05 мм	0,05-0,01 мм
Коэффициент фильтрации, м/сутки	8,94	0,58	0,22

Хорошо просматривается закономерность – чем мельче частицы (тяжелее гранулометрический состав), тем меньше и фильтрация воды. Поэтому, чем легче гранулометрический состав, тем крупнее поры и тем водопроницаемость будет выше. Эта закономерность непосредственно приложима лишь к почвам и грунтам, раздельно-частичным пескам и супесям. *В суглинистых и глинистых почвах влияние гранулометрического состава на водопроницаемость отходит на второй план, уступая место влиянию структурности, характеризуемой содержанием комочков разного размера, т.е. агрегатным составом.* Это связано с тем, что межагрегатные поры всегда крупнее внутриагрегатных, и водопроницаемость будет определяться, главным образом, числом и размером первых. Так, например, суглинистые и глинистые почвы, обладающие водопропрочной комковато-зернистой структурой, отличаются высокой водопроницаемостью. В почвах тяжелого гранулометрического состава с глыбисто-пылевой структурой водопроницаемость низкая.

Интересная закономерность изменения водопроницаемости просматривается под культурами различных древесных пород (табл. 2.10).

Таблица 2.10

Водопроницаемость под культурами различных древесных пород  
(по Роде А.А., 1965)

Порода	Водопроницаемость с поверхности, мм/час
Ель европейская	236
Дуб черешчатый	1045
Лещина	232
Каштан конский	435
Бархат амурский	130
Явор	728
Вяз гладкий	1473
Орех черный	2492
Лесная поляна	174
Чистый пар	121

Автор объясняет уменьшение водопроницаемости под некоторыми породами тем, что в почве под этими породами, вследствие оглеения, наблюдается распад структурных отдельностей.

Водопроницаемость очень динамична. Ее величина сильно варьирует как по профилю почв, так и в пространстве.

Н.А. Качинским предложена градация почв по водопроницаемости. Если почва пропускает за 1 час более 1000 мм воды при напоре 5 см и температуре 10<sup>0</sup>С, водопроницаемость считается *провальной*, от 1000 до 500 мм – *излишне высокой*, от 500 до 100 – *наилучшей*, от 100 до 70 – *хорошей*, от 70 до 30 – *удовлетворительной*, менее 30 мм – *неудовлетворительной*.

**Водоудерживающая способность** – способность почвы удерживать содержащуюся в ней воду от стекания под влиянием силы тяжести. Количественной характеристикой водоудерживающей способности почвы является ее влагоемкость.

**Влагоёмкость** – способность почвы поглощать и удерживать определенное количество воды. В зависимости от сил, удерживающих воду в почве, и условий ее удержания выделяют следующие виды влагоемкости, которые соответствуют определенным формам воды: максимальную адсорбционную, максимальную молекулярную, капиллярную, наименьшую (полевую) и полную.

*Максимальная адсорбционная влагоёмкость* – наименьшее количество воды, которое может быть удержано соответствующими силами на поверхности почвенных частиц. Соответствует прочносвязанной (адсорбированной) воде, содержащейся в почве. Она составляет 60-70% максимальной гигроскопичности.

*Максимальная молекулярная влагоёмкость* – характеризует верхний предел содержания в почвах рыхлосвязанной (пленочной) воды, т.е. воды, удерживаемой силами молекулярного притяжения на поверхности почвенных частиц. Максимальная молекулярная влагоёмкость определяется в основном гранулометрическим составом почв. Величина максимальной молекулярной влагоёмкости различных почв по гранулометрическому составу приведена в табл. 2.11.

Таблица 2.11

Максимальная молекулярная влагоёмкость различных видов почв по гранулометрическому составу (по В.В. Охотину)

№	Величина ММВ, %	Виды почв
1	Менее 5	Песок и легкая супесь
2	5-8	Тяжелая супесь
3	8-12	Легкий суглинок
4	12-16	Средний суглинок
5	16-24	Тяжелый суглинок
6	Более 24	Глина

В глинистых почвах максимальная молекулярная влагоёмкость может достигать более 25-30%, в песчаных – не превышает 5-7%.

Сопоставление фактической влажности почвы с максимальной молекулярной влагоёмкости дает возможность установить присутствие в почве запаса доступной для растений воды. При влажности, соответствующей максимальной молекулярной влагоёмкости, запасы доступной растениям воды в почве малы и они не могут удовлетворить потребность растений в ней.

*Капиллярная влагоёмкость* – наибольшее количество капиллярно-подпертой воды, которое может удерживаться в слое почвы, находящемся в пределах капиллярной каймы. Определяется она в основном порозностью почв и грунтов. Она зависит и от того, на каком расстоянии слой насыщенной влаги находится от зеркала грунтовых вод. Чем больше это расстояние, тем меньше капиллярная влагоёмкость. При близком залегании грунтовых вод (1,5-2,0 м), когда капиллярная кайма смачивает толщу до поверхности, капиллярная влагоёмкость наибольшая (для 1,5 м слоя среднесуглинистых почв 30-40%). Капиллярная влагоёмкость не постоянна, т.к. находится в зависимости от уровня грунтовых вод (чем ближе к зеркалу грунтовых вод, тем выше капиллярная влагоёмкость для данной почвы). При подпирании грунтовых вод в нижних участках капиллярной каймы почти все поры заполнены водой.

*Наименьшая влагоёмкость* – наибольшее количество капиллярно-подвешенной влаги, которое может удерживать почва после стекания избытка воды при глубоком залегании грунтовых вод. Термину наименьшая влагоёмкость соответствуют термины полевая влагоёмкость, общая влагоёмкость и предельно-полевая влагоёмкость. Последний термин особенно широко используется в агрономической практике и в мелиорации. Термин полевая влагоёмкость широко распространен в иностранной литературе.

Наименьшая влагоёмкость – важнейшая характеристика водных свойств почвы. Она дает представление о наибольшем количестве воды, которое почва способна накопить и длительное время удерживать, зависит от гранулометрического и минералогического состава, содержания гумуса, от оструктуренности, пористости и плотности почв. В хорошо оструктуренных, тяжелых по гранулометрическому составу почвах, наименьшая влагоёмкость почвы составляет 30-35%, в почвах песчаных она не превышает 10-15%. Наибольшие значения наименьшей влагоёмкости характерны для гумусированных почв тяжелого гранулометрического состава, обладающих хорошо выраженной макро- и микроструктурой.

С понятием наименьшей влагоёмкости связано понятие о дефиците влаги в почве, по наименьшей влагоёмкости рассчитывают поливные нормы.

*Дефицит влаги* в почве представляет величину, равную разности между наименьшей влагоёмкостью и фактической влажностью. Оптимальной считается влажность, составляющая 70-100% наименьшей влагоёмкости.

*Полная влагоёмкость* – наибольшее количество влаги, которое может удерживаться в почве при условии заполнения ею всех пор, за исключением пор с заземленным воздухом, которые составляют не более 5-8% от общей порозности. Следовательно, полная влагоёмкость почвы численно соответствует порозности почвы.



Значение полной влагоемкости 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.

**Водоподъемная способность почв** – свойство почвы вызывать восходящее передвижение содержащейся в ней воды за счет капиллярных сил. Высота подъема воды в почвах и скорость ее передвижения определяются в основном гранулометрическим и структурным составом почв, их порозностью. Чем тяжелее почвы и менее структурны, тем больше потенциальная высота подъема воды, а скорость подъема меньше. Ниже приведена водоподъемная способность грунтов и почв в зависимости от гранулометрического состава (В.А. Ковда, 1973):

Гранулометрический состав	Водоподъемная способность, м
Крупный песок	0,5
Средний песок	0,5-0,8
Супесь	1,0-1,5
Пылеватая супесь	1,5-2,0
Суглинок средний	2,5-3,0
Суглинок тяжелый	3,0-3,5
Глина тяжелая	4,0-6,0
Лессы	4,0-5,0

В опесчаненных почвах высота капиллярного подъема снижается, но скорость движения воды велика. Благодаря капиллярным явлениям и водоподъемной способности почв, грунтовые воды участвуют в дополнительном снабжении растений водой, развитии восстановительных процессов и засоления в почвенном профиле.

К восходящему подъему способна не только капиллярно-подпертая влага, связанная с грунтовой водой, но и капиллярно-подвешенная. Передвижение последней к испаряющей поверхности прекращается только при потере сплошности заполнения капилляров водой. За счет восходящего подъема капиллярной-подвешенной воды бесструктурные почвы, в которых преобладают капиллярные поры, теряют много воды на испарение. В структурных почвах капиллярная вода менее подвижна благодаря разобщенности крупными межагрегатными порами и, поэтому, лучше сохраняется.

**Потенциал почвенной влаги** характеризует энергию удержания воды. Поскольку вода в почве находится под одновременным сложным воздействием нескольких силовых полей – сорбционных, капиллярных, осмотических, гравитационных, для характеристики их суммарного действия и оценки энергетического состояния воды в почве введено понятие “потенциала почвенной влаги”. Вместо понятие “потенциал” в почвоведении принято использовать понятие “давление почвенной воды”, которое измеряется в паскалях [ $\text{Па} = \text{кг}/\text{с}^2 \cdot \text{м}$ ]. Может выражаться в атмосферах, сантиметрах водного столба или барах. Изменение давления почвенной влаги можно измерять с помощью тензиометров или капилляриметров. Его измерение широко практикуют в орошаемом

земледелии для характеристики степени увлажнения почвы и водообеспеченности растений.

В почве, насыщенной водой и не содержащей солей, потенциал почвенной влаги практически равен нулю. С уменьшением влажности потенциал падает, а отрицательное его значение возрастает. Вода всегда движется из зоны с высоким потенциалом в зону с более низким. Поэтому, по мере иссушения, у почвы появляется способность при соприкосновении с водой поглощать ее. Такая способность почв получила название сосущей силы почвы. Величина, характеризующая эту силу, получила название **всасывающего давления почвы**. Всасывающее давление почвы (сосущая сила) почвы численно равна давлению почвенной воды, но выражается положительной величиной.

Всасывающее давление сухой почвы приближается к  $10^7$  см вод. ст., или  $10^9$  Па. Оперировать с величинами такого порядка неудобно и Р.К. Скофилд (1935) предложил выражать всасывающее давление почвы не числом сантиметров водного столба, а десятичным логарифмом этого числа  $pF$ . Тогда у почвы, почти полностью насыщенной пресной водой, при давлении, равном  $10^3$  Па,  $pF=1$ , давлению в  $10^5$  Па будет соответствовать  $pF=3$ , а в сухой почве, когда давление приближается к  $10^9$  Па,  $pF$  приближается к своему верхнему пределу, равному 7. Скофилд показал, что между значениями влажности, подвижности и доступности почвенной влаги для растений и всасывающим давлением существует довольно тесная связь (табл. 2.12).

Таблица 2.12

Зависимость между всасывающим давлением и доступностью влаги  
(по В.А. Ковда, 1988)

Форма воды	Всасывающее давление $pF$	Значение для растений
Свободная (гравитационная)	–	Доступна
Капиллярная	< 3	Доступна
Пленочная (рыхлосвязанная)	3-4	Доступность понижена
Прочносвязанная	4,1-4,2	Устойчивое завядание
Гигроскопическая	4,6-7,0	Недоступна
Сухая почва	7,0	Недоступна

Оценка физического состояния почвенной воды по потенциалу или всасывающему давлению является более правильной, нежели по абсолютному содержанию воды. Обусловлено это тем, что по значениям  $pF$  можно произвести объективную сравнительную качественную оценку состояния воды в почве с различными физико-механическими и водно-физическими свойствами. Почвы, обладающие одинаковыми  $pF$ , можно считать эквивалентно влажными, т.е. близкими по содержанию воды той или иной категории физиологической доступности, хотя абсолютное содержание воды в почве при этом может быть различным.

### 6.3. 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-гидрологические константами**.

Основными почвенно-гидрологическими константами являются: максимальная гигроскопичность, влажность завядания, влажность разрыва капилляров, наименьшая влагоёмкость, полная влагоёмкость. 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. По максимальной гигроскопичности приближенно рассчитывают коэффициент завядания растений – нижнюю границу физиологически доступной для растений воды. По данным И.С. Кауричева, значения максимальной гигроскопичности в песчаных почвах колеблются в пределах 0,1-1,0%, в глинистых, гумусированных почвах достигают 10-15%, а органогенных почвах – 20-40%. Величина максимальной гигроскопичности достаточно постоянна.

**Влажность устойчивого завядания растений, 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. Эту величину называют также коэффициентом завядания.

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

**Влажность разрыва капилляров (ВРК).** Капиллярно-подвешенная вода при испарении передвигается в жидкой форме к испаряющей поверхности в пределах всей 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 сплошное заполнения капилляров водой, т.е. в ней не остается систем пор, сплошь заполненных влагой и пронизывающих

промоченную часть почвенной толщи. Эту критическую величину влажности и назвали влажностью разрыва капилляров.

Таким образом, влажность разрыва капилляров – это влажность, при которой подвижность капиллярной воды в процессе снижения влажности резко уменьшается. Вода, остается в мельчайших порах. Эта влага неподвижна, но физиологически доступна корешкам растений.

Влажность разрыва капилляров называют также критической влажностью, т.к. при влажности ниже влажности разрыва капилляров рост растений замедляется и их продуктивность снижается. В почвах и грунтах эта величина варьирует довольно сильно, составляя в среднем 50-70% от наименьшей влагоемкости.

На содержание воды, соответствующей влажности разрыва капилляров, существенное влияние оказывает структурное состояние почв. В бесструктурных почвах запасы воды расходуются на испарение значительно быстрее, чем в почвах с агрономически ценной структурой. Поэтому в них влажность будет быстрее достигать влажности разрыва капилляров, т.е. обеспеченность влагой растений снижаться будет быстрее.

Почвенно-гидрологические константы, как и влагоёмкость почв, выражается в процентах от массы или объема почв.

#### **6.4. Доступность почвенной влаги растениям**

Для растений доступна та часть почвенной влаги, которая может быть усвоена в процессе их жизнедеятельности. Растения в процессе жизни потребляют очень большое количество воды, расходуя ее, главным образом, на транспирацию (около 95% потребляемой воды) и лишь небольшую долю на создание биомассы.

По доступности растениям почвенная вода может быть подразделена на следующие категории:

1. **Недоступная для растений.** Это вся прочносвязанная вода, составляющая в почве так называемый “мертвый запас воды”. Недоступность этой воды объясняется тем, что всасывающая сила корней намного меньше сил, которые удерживают эту воду на поверхности почвенных частиц. Мертвый запас воды соответствует приблизительно максимальной адсорбционной влагоемкости.

2. **Весьма труднодоступная для растений.** Эта категория представлена в основном рыхлосвязанной (пленочной) водой. Ее трудная доступность обусловлена низкой подвижностью этой воды, в силу чего вода не успевает подтекать к точкам ее потребления, т.е. к корневым волоскам. Количество весьма труднодоступной воды в почвах характеризуется диапазоном влажности от максимальной адсорбционной влагоемкости до влажности завядания. Содержание воды в почве, соответствующее влажности завядания, является нижним пределом доступной влаги.

3. **Труднодоступная вода** лежит в пределах между влажностью завядания и влажностью разрыва капилляров. В этом интервале влажности

растения могут существовать, но продуктивность их снижается. Уменьшение доступности воды отражается в первую очередь не на внешнем состоянии (завядании), а на снижении их продуктивности.

4. **Доступная вода** отвечает диапазону от влажности разрыва капилляров до наименьшей влагоемкости. В этом интервале вода обладает значительной подвижностью, и растения, поэтому, могут бесперебойно снабжаться ею. Продуктивность растений с переходом влажности от влажности разрыва капилляров и приближении ее к наименьшей влагоемкости резко возрастает. Разность между наименьшей влагоемкостью и влажностью завядания – это диапазон физиологически доступной влаги в почве.

5. **Легкодоступная, переходящая в избыточную** вода отвечает диапазону от наименьшей влагоемкости до полной влагоемкости. Заполнение водой большей части пор затрудняет поступление в почву воздуха и может быть причиной затрудненного дыхания и изменения окислительно-восстановительных процессов и создания в почве анаэробной обстановки. Поэтому воду, содержащуюся в почве (за исключением песчаных почв) сверх значения наименьшей влагоемкости, следует считать избыточной.

## 6.5. Водный режим почв

*Водным режимом* называют всю совокупность явлений поступления влаги в почву, ее передвижения, удержания в почвенных горизонтах и расхода из почвы. Количественно его выражают через водный баланс.

**Водный баланс** характеризует приход влаги в почву и расход из нее воды. Общее уравнение водного баланса выражают формулой:

$$V_0 + V_{oc} + V_{г} + V_{к} + V_{пр} + V_6 = E_{исп} + E_{т} + V_{и} + V_{п} + V_{с} + V_1, \text{ где}$$

$V_0$  – запас влаги в почве в начале наблюдения;

$V_{oc}$  – сумма осадков за период наблюдений;

$V_{г}$  – количество влаги, поступившей из грунтовых вод;

$V_{к}$  – количество влаги, конденсирующейся из паров воды;

$V_{пр}$  – количество влаги, поступившей от бокового притока воды почвенных и грунтовых вод;

$V_6$  – количество влаги, поступившей в результате поверхностного притока воды.

$E_{исп}$  – количество влаги, испарившейся с поверхности почвы за весь период наблюдения, физическое испарение;

$E_{т}$  – количество влаги, расходуемой на транспирацию;

$V_{и}$  – влага, инфильтрирующая в почвенно-грунтовую толщу;

$V_{п}$  – количество воды, теряющейся в результате поверхностного стока;

$V_{с}$  – влага, теряющаяся при боковом внутрипочвенном стоке;

$V_1$  – запас влаги в почве в конце периода наблюдения.

Левая часть уравнения включает приходные статьи баланса, правая – расходные. В большинстве случаев прогрессирующего увлажнения иссушения территории не происходит. В таких случаях уравнение водного баланса равно

нулю – приход и расход в почве равны между собой. Водный баланс характеризуется годовыми циклами, когда через годичный период процессы поступления и расхода влаги повторяются.

Если в климате нет существенных изменений, запасы воды в начальный и конечный периоды цикла можно принять равными:  $V_0=V_1$ . Для склоновых элементов рельефа количество влаги, поступившей от бокового притока почвенных и грунтовых вод, равно количеству влаги, теряющейся при боковом стоке:  $V_6=V_c$ . Содержание конденсирующейся в почве влаги по сравнению с другими статьями баланса очень мало, и в практических расчетах его не принимают во внимание.

С учетом сделанных допущений уравнение водного баланса приобретает следующий вид:

$$V_{oc} + V_{г} + V_{пр} = E_{исп} + E_{г} + V_{и} + V_{п}$$

Когда грунтовая вода залегает глубоко, она практически не оказывает влияния на потребление влаги растением. В таком случае единственным источником воды для растений являются атмосферные осадки. И уравнение водного баланса будет иметь другой вид:

$$V_{oc} + V_{пр} = E_{исп} + E_{г} + V_{и} + V_{п}$$

Водный баланс почвы может быть составлен применительно к разным почвенным слоям, всей толще почвы или до определенной глубины. Чаще всего запасы влаги, статьи прихода и расхода ее в почве вычисляют в миллиметрах водного слоя или в  $м^3/га$ .

Содержание влаги вычисляют отдельно для каждого генетического горизонта, так как влажность и плотность сильно изменяются по различным слоям почвенного профиля. Запасы в отдельном генетическом горизонте определяют по формуле:

$$V = a \cdot d_v \cdot H, \text{ где}$$

$V$  – запас воды ( $м^3/га$ ) для слоя  $H$ ;

$a$  – полевая влажность, %;

$d_v$  – плотность,  $г/см^3$ ;

$H$  – мощность горизонта, см.

Для расчета запасов воды, вычисленных в  $м^3/га$ , в миллиметры водного слоя необходимо ввести коэффициент 0,1, так как запас воды в 1 мм водного слоя равен запасу в  $10 м^3$  воды на 1 га.

Запасы воды в почве, которые учитывают в течение вегетационного периода, позволяет судить об обеспеченности влагой растений. В агрономической практике важно учитывать общий и полезный запасы воды в почве.

*Общий запас (ОЗВ)* – суммарное ее количество на заданную мощность почвы, выраженное в  $м^3/га$  (или миллиметрах водяного столба), – можно рассчитать по формуле:

$$ОЗВ = (a_1 \cdot d_{v1} \cdot H_1) + (a_2 \cdot d_{v2} \cdot H_2) + (a_3 \cdot d_{v3} \cdot H_3) + (a_n \cdot d_{vn} \cdot H_n), \text{ где}$$

$a_1 \cdot d_{v1} \cdot H_1$  – соответственно полевая влажность, плотность и мощность первого слоя;

$a_2 \cdot d_{v2} \cdot H_2$  – то же, второго слоя и т.д.

*Полезный запас воды в почве (ПЗВ)* – суммарное количество продуктивной, или доступной растениям, влаги в толще почв. Чтобы рассчитать полезный запас влаги в почве, нужно вычислить общий запас влаги (ОЗВ) и *запас труднодоступной влаги (ЗТВ)*. Последний в почве вычисляют аналогично общему запасу, но вместо полевой влажности по тем же горизонтам берут влажность устойчивого завядания ( $m^3/\text{га}$ ):

$$ЗТВ = (ВЗ_1 \cdot d_{v1} \cdot H_1) + (ВЗ_2 \cdot d_{v2} \cdot H_2) + (ВЗ_3 \cdot d_{v3} \cdot H_3) + (ВЗ_n \cdot d_{vn} \cdot H_n),$$

Разность между ОЗВ и ЗТВ дает количество полезной воды в почве:

$$ПЗВ = ОЗВ - ЗТВ.$$

Оценка запасов продуктивной влаги представлена в табл. 2.13.

Таблица 2.13

Оценка запасов продуктивной влаги  
(А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина)

Мощность почвы, см	Запас воды, мм	Качественная оценка запасов воды
0-20	Более 40	Хорошее
	40-20	Удовлетворительное
	Менее 20	Неудовлетворительно
0-100	Более 160	Очень хорошее
	160-130	Хорошее
	130-90	Удовлетворительное
	90-60	Плохие
	Менее 60	Очень плохие

## 6.6. Типы водного режима.

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

Практически, характер водного режима определяют по соотношению между количеством осадков и испаряемостью за год по средним многолетним данным.

*Испаряемость* – это наибольшее количество влаги, которое может испариться с открытой поверхности постоянно переувлажненной почвы в

данных климатических условиях за определенный промежуток времени, выражается в мм. Отношение годовой суммы осадков к годовой испаряемости называют *коэффициентом увлажнения (КУ)*. В различных природных зонах КУ колеблется от 3 до 0,1.

Высоцким Г.Н. было установлено три основных типа водного режима: промывной, непромывной и выпотной. Роде А.А., развивая учение Г.Н. Высоцкого, выделил 6 типов водного режима: мерзлотный, промывной, периодически промывной, непромывной, выпотной, ирригационный.

**Мерзлотный тип.** Имеет место в районах распространения многолетней мерзлоты. Мерзлый слой почвы и грунта являясь водоупором, обуславливает наличие надмерзлотной верховодки. Поэтому верхняя часть оттаявшей почвы в течение вегетационного периода насыщена водой.

**Промывной тип.** Характерен для местностей, где сумма годовых осадков больше величины испаряемости. В годовом цикле влагооборота нисходящие токи преобладают над восходящими. Почвенная толща ежегодно, весной и осенью, подвергается сквозному промачиванию до грунтовых вод. Это приводит к интенсивному выщелачиванию продуктов почвообразования. В таких условиях формируются почвы подзолистого типа, красноземы и желтоземы. Болотный тип водного режима развивается при близком залегании грунтовых вод, слабой водопроницаемости почв и почвообразующих пород. Характерен для подзолисто-болотных и болотных почв.

**Периодически промывной тип** характеризуется средней многолетней сбалансированностью осадков и испаряемости. Для водного режима характерно чередование ограниченного промачивания почвенно-грунтовой толщи (непромывные условия) в сухие годы и сквозное промачивание (промывной тип водного режима) во влажные.

Промывание почв избытком осадков происходит 1-2 раза в несколько лет. Такой водный режим присущ серым лесным почвам, оподзоленным и выщелоченным черноземам. Водообеспеченность почв неустойчивая.

**Непромывной тип** свойственен местностям, где влага осадков распределяется только в верхних горизонтах и не достигает грунтовых вод. Такой водный режим характерен для степных почв – черноземов и каштановых, бурых полупустынных и серо-бурых пустынных почв. В указанном ряду почв уменьшается количество осадков, увеличивается испаряемость. Коэффициент увлажнения снижается от 0,6 до 0,1. Годовым влагооборотом захватывается толща почв и грунта от 4 м (степные черноземы) до 1 м (пустынно-степные, пустынные почвы).

Запасы влаги, накопленные в степных почвах к весне за счет позднеосенних осадков и талой воды, интенсивно расходуются на транспирацию и физическое испарение и, к осени, становятся ничтожно малыми. В полупустынной и пустынной зонах без орошения земледелие невозможно.

**Выпотной тип** проявляется в степной, особенно в полупустынной и пустынной зонах при близком залегании грунтовых вод. Характерно преобладание восходящих потоков влаги в почве за счет подтока ее по



капиллярам от грунтовых вод. При высокой минерализации грунтовых вод в почву поступают легкорастворимые соли и почва засоляется.

**Ирригационный тип.** Создается при дополнительном увлажнении почвы оросительными водами. При орошении в разные периоды проявляются различные типы водного режима. В период полива формируется промывной тип, сменяющийся затем непромывным и даже выпотным, вследствие чего в почве периодически создаются нисходящие и восходящие токи воды.

## **6.7. Регулирование водного режима.**

Регулирование водного режима – обязательное мероприятие в условиях интенсивного земледелия. При этом осуществляется комплекс приемов, направленных на устранение неблагоприятных условий водоснабжения растений. Искусственно изменяя приходные и особенно расходные статьи водного баланса, можно существенно влиять на общие и полезные запасы воды в почвах.

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, т.е. созданию коэффициента увлажнения, близкого к единице.

Регулирование водного режима должно происходить на основе учета климатических и почвенных условий, а также потребностей выращиваемых культур в воде. В конкретных почвенно-климатических условиях способы регулирования водного режима имеют свои особенности.

Улучшению водного режима слабодренированных территорий зоны достаточного и избыточного увлажнения способствует планировка поверхности и нивелировка микро- и мезопонижений, в которых весной и после летних дождей наблюдается длительный застой воды.

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

Почвы болотного типа нуждаются в осушительных мелиорациях – устройстве дренажа или использовании открытых дрен для отвода избыточной влаги.

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

В зоне неустойчивого увлажнения и засушливых районах регулирование водного режима направлено на максимальное накопление влаги в почве и на

рациональное ее использование. Например, задержание снега и талых вод. Для этого используют стерню, кулисные растения. Валы из снега. Для уменьшения поверхностного стока воды применяют зяблевую вспашку поперек склонов, обвалование, прерывистое бороздование, щелевание, полосное размещение культур, ячеистую обработку почв.

Исключительная роль в накоплении почвенной влаги принадлежит полезащитным полосам. 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.

Накоплению и сохранению влаги в почве способствуют многие агротехнические приемы. Поверхностное рыхление почвы весной или закрытие влаги боронованием позволяет избежать ненужных потерь в результате ее физического испарения. Послепосевное прикатывание почвы изменяет плотность поверхностного слоя пахотного горизонта по сравнению с остальной его массой. Создаваемая разность плотностей почвы вызывает капиллярный подток влаги из нижележащего слоя и способствует конденсации водяных паров воздуха. Применение органических и минеральных удобрений способствует более экономическому использованию влаги.

В пустынно-степной и пустынной зонах основной способ улучшения водного режима – орошение, наряду с комплексной, достаточно сложной, мелиорацией почв.

Таким образом, создание оптимальных физических и водно-физических почвенно-грунтовых условий является одним из основных условий повышения плодородия почв.

## **6.8. Влияние древесных растений на водный режим местности**

Древесные насаждения являются наиболее мощными испарителями влаги, причем значительная ее часть используется наиболее рационально, т.е. используется на фотосинтез и транспирацию. Влияние леса на водный режим почв, местности и крупных территорий может быть непосредственное – функциональное и косвенное и рассматривается отдельно для массивных насаждений и лесных полос различной конструкции.

1. Массивные лесные насаждения испаряют влаги больше, чем любые уголья, занятые не лесными типами растений. Десукция древесных пород наибольшая, поэтому лес сушит почвы и понижает уровень грунтовых вод.

2. Задерживая на кронах влагу, леса быстро возвращают ее в атмосферу, оказывая увлажняющее влияние на окружающее пространство, способствуя переносу влаги в более засушливые районы страны (трансгрессивное влияние).

3. Леса способствуют влагозарядке почвы: в зимнее время накапливают больше снега (особенно в лиственных насаждениях и меньше в сосновых и еловых); уменьшают глубину промерзания почвы; благодаря высокой фильтрации лесной подстилки в лесах практически отсутствует поверхностный

сток, который переводится в нисходящий поток воды под лесом; они в 5-10 раз меньше испаряют воды с поверхности почвы по сравнению с лугом.

4. Полезная транспирационная часть расхода влаги в лесу значительно больше, чем на других видах угодий, так как лес представляет собой многоярусные растительные сообщества (основной полог, второй ярус древесных пород, подрост и подлесок, живой напочвенный травянисто-кустарничково-моховой покров с защитой поверхности почв лесной подстилкой).

В связи с этим общее влияние массивных лесов сказывается на увеличении интенсивности влагооборота, а отсюда понятна климатоувлажняющая, почво- и грунтоосушительная, противозерозионная и руслоохраняющая роль лесов.

Лесные полосы, включая общие свойства массивных лесов, выполняют специфическую роль.

Лесные полосы плотной конструкции, перехватывая поверхностный сток, переводят его во внутрпочвенный, образуя “потускул” (кормитель). То же самое происходит при накоплении и таянии снега по опушкам таких полос. В результате под лесной полосой или на ее опушке образуется вертикальный поток влаги, питающий грунтовые воды.

Лесные полосы ажурной и продуваемой конструкции при сдувании снега ветром не задерживают его под пологом, но зато распределяют более равномерно по всему полю, способствуя более глубокому промачиванию почв. Необходимо отметить, что на безлесных пространствах нередко с полей сдувается до 70% снега в балки, овраги, ложбины. Это вызывает образование поверхностного стока.

Регулирование водного режима осуществляется таким образом, чтобы отношение прихода и расхода влаги приближалось к единице. Это осуществляется орошением территорий засушливых районов, осушением переувлажненных. Уменьшение расхода влаги достигается рыхлением, боронованием, культивацией, вспашкой, мульчированием. Увеличение расхода влаги – подбором влаголюбивых растений, прикатыванием, уничтожением дернин, оставлением пашни в гребнях, грядовой вспашкой, посадкой массивных лесных насаждений с высокой транспирацией и т. д.

## Глава 7. ВОЗДУШНЫЕ СВОЙСТВА И ВОЗДУШНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ

### 7.1. Почвенный воздух

Почва – пористая система, в которой практически всегда в том или ином количестве присутствует воздух, состоящий из смеси газов, заполняющих свободное от воды поровое пространство почвы. Воздушная фаза – важная и наиболее мобильная составная часть почв, изменчивость которой отражает биологические и биохимические ритмы почвообразования. Количество и состав почвенного воздуха оказывает существенное влияние на развитие растений и микроорганизмов, на растворимость и миграцию химических соединений в почвенном профиле, на интенсивность и направленность почвенных процессов. Кроме того, почва, являясь поглотителем, сорбирующим токсичные промышленные выбросы газов и очищающим атмосферу от техногенного загрязнения.

**Почвенным воздухом** называется смесь газов и летучих органических соединений, заполняющих поры почвы, свободные от воды.

Процесс обмена почвенного воздуха с атмосферным называют *газообменом или аэрацией*. При недостатке кислорода и избытке углекислого газа в почвенном воздухе развитие растений замедляется. Замедляется рост корней, снижается поглощение воды и питательных веществ. Отсутствие кислорода приводит к отмиранию корней и гибели растений. Кроме прямого воздействия на растения, кислородная недостаточность косвенно влияет на продуктивность растений, способствуя развитию восстановительных процессов в почве.

### 7.2. Формы почвенного воздуха

Почвенный воздух находится в почве в защемленном, свободном, адсорбированном и растворенном состоянии.

**Защемлённый почвенный воздух** – воздух, находящийся в порах, со всех сторон изолированных водными пробками. Чем более тонкодисперсная почвенная масса и компактней ее упаковка, тем большее количество защемленного воздуха она может иметь. В суглинистых почвах содержание защемленного воздуха достигает более 12% от общего объема почвы или более четвертой части всего порового пространства. Защемленный воздух неподвижен, практически не участвует в газообмене между почвой и атмосферой, существенно препятствует фильтрации воды в почве, может вызывать разрушение почвенной структуры при колебаниях температуры, атмосферного давления, влажности.

**Свободный воздух** размещается в некапиллярных и капиллярных порах почвы, обладая подвижностью, способен свободно перемещаться в почве и

обмениваться с атмосферным. Наибольшее значение в аэрации почв имеет воздух некапиллярных пор, практически всегда свободных от воды.

**Адсорбированный почвенный воздух** – газы, сорбированные поверхностью твердой фазы почвы. Чем более дисперсна почва, тем больше содержит она адсорбированных газов при данной температуре. Песок поглощает в 10 раз меньше, чем тяжелый суглинок. Адсорбция газов сильно проявляется и в почвах, богатых органическим веществом. Наибольшее количество адсорбированного воздуха характерно для сухих почв, т.к. твердые частицы почвы активнее поглощают пары воды, чем газы. При влажности выше МГ вода вытесняет поглощенные газы, что отражается на изменении состава свободного почвенного воздуха.

**Растворенный почвенный воздух** – газы, растворенные в почвенной воде. Растворимость газов в почвенной воде возрастает с повышением их концентрации в свободном почвенном воздухе, а также с понижением температуры почвы. Хорошо растворяются в воде аммиак, сероводород, углекислый газ. Растворимость кислорода сравнительно небольшая. Растворенный воздух ограниченно участвует в аэрации почвы, т.к. диффузия газов в водной среде затруднена. Однако растворенные газы играют большую роль в обеспеченности физиологических потребностей растений, микроорганизмов, почвенной фауны, а также физико-химических процессах, протекающих в почвах.

Запасы растворенного кислорода в почве быстро расходуются без их пополнения. В зависимости от температуры почвы и активности в ней биохимических процессов содержание кислорода в почвенных растворах изменяется от 0 до 14 мг/л. Высокая насыщенность кислородом (6-14 мг/л) почвенного раствора отмечается ранней весной, когда почвы переувлажнены водой, обогащенной кислородом, а расход последнего еще невелик вследствие низкой биологической активности. Потребность в кислороде корней растений удовлетворяется главным образом за счет свободного почвенного воздуха, обеспечивающего постоянную аэрацию между почвой и атмосферой.

### 7.3. Воздушно-физические свойства почв

Совокупность ряда физических свойств почв, определяющих состояние почвенного воздуха в профиле, называется *воздушно-физическими свойствами почв*. Наиболее важными из них являются воздухоёмкость, воздухосодержание, воздухопроницаемость, аэрация.

**Воздухоёмкостью почв** называют максимально возможное количество воздуха, выраженное в процентах по объему, которое содержится в воздушно-сухой почве ненарушенного строения при нормальных условиях. Общую воздухоёмкость ( $P_{ов}$ ) можно определить по формуле:

$$P_{ов} = P_{общ} - P_{г}, \text{ где}$$

$P_{общ}$  – общая порозность почвы, %,

$P_{г}$  – объем гигроскопической влаги, %.

Воздухоёмкость почв зависит от их гранулометрического состава, сложения, степени оструктуренности. По характеру влияния на состояние почвенного воздуха следует различать капиллярную и некапиллярную воздухоёмкость. Почвенный воздух, размещенный в капиллярных порах малого диаметра, характеризует *капиллярную воздухоёмкость* почв. Высокий процент капиллярной воздухоёмкости указывает на малую подвижность почвенного воздуха, затрудненную транспортировку газов в пределах почвенного профиля, высокое содержание заземленного и сорбированного воздуха. Преобладание капиллярной воздухоёмкости характерно для тяжелоглинистых, бесструктурных, плотных, набухающих почв. При высоких уровнях увлажнения капиллярная воздухоёмкость не обеспечивает аэрацию почв, создает анаэробные зоны и благоприятствует развитию внутрипочвенного оглеения.

Существенное значение для обеспечения нормальной аэрации почв имеет *некапиллярная воздухоёмкость (порозность аэрации)* – воздухоёмкость межагрегатных пор, трещин и камер корней и червей в почвенной толще; связана в основном со свободным почвенным воздухом. Некапиллярная воздухоёмкость ( $P_a$  – порозность аэрации) определяет количество воздуха, существующего в почвах при их капиллярном насыщении влагой. Она вычисляется по уравнению:

$$P_a = P_{\text{общ}} - P_k, \text{ где}$$

$P_k$  – объем капиллярной порозности, %.

Количество воздуха, содержащегося в почве при определенном уровне естественного увлажнения, называют **воздухосодержанием**. Определяется воздухосодержание ( $P_v$ ) по формуле:

$$P_v = P_{\text{общ}} - P_w, \text{ где}$$

$P_w$  – объемная влажность почв, %.

Вода и воздух в почве антагонисты. Поэтому существует четкая отрицательная корреляция между влаго- и воздухосодержанием. Воздухосодержание колеблется в различных почвах и в различные сезоны от 0 (на переувлажненных территориях) до 80–90% (на пересушенных торфяниках). Во всех типах почв воздухосодержание имеет четко выраженную сезонную динамику. Для расчетов воздухозапасов, так же и влагозапасов в почве, практикуют расчет воздухосодержания в м<sup>3</sup>/га.

Максимальная воздухоёмкость характерна для сухих почв и равна общей пористости. Однако в природных условиях почвы всегда содержат то или иное количество воды, поэтому величина воздухоёмкости очень динамична. Особое значение имеет воздухоёмкость почвы, соответствующая наименьшей влагоемкости и являющаяся аналогом некапиллярной пористости. Если объем пор, занятых воздухом при наименьшей влагоемкости, составляет 15%, то аэрация почв недостаточная, чтобы обеспечить благоприятный состав почвенного воздуха. Оптимальные условия для газообмена создаются при содержании воздуха в минеральных почвах 20-25 %, в торфянистых – 30-40%.

**Воздухопроницаемость** – способность почв пропускать через себя воздух. Воздухопроницаемость определяет скорость газообмена между почвой

и атмосферой. Она измеряется количеством воздуха в мл, прошедшем под определенным давлением в единицу времени через площадь сечения почвы 1 см<sup>2</sup> при толщине слоя 1 см. Чем полнее выражена воздухопроницаемость, тем лучше газообмен, тем больше в почвенном воздухе кислорода и меньше углекислого газа.

Воздухопроницаемость зависит от гранулометрического состава почвы, ее плотности, влажности и структуры. Воздухопроницаемость определяется главным образом некапиллярной порозностью. Воздух передвигается по порам, не заполненным водой и не изолированным друг от друга. Чем крупнее поры аэрации, тем лучше воздухопроницаемость. В структурных почвах, где наряду с капиллярными порами имеется достаточное количество крупных некапиллярных пор, создаются наиболее благоприятные условия для воздухопроницаемости. Особое внимание при исследовании воздухопроницаемости следует обращать на состояние поверхности почвы, ее разрыхленности, наличия корок, трещин.

#### 7.4. Состав почвенного воздуха

Свободный почвенный воздух, несмотря на его постоянную связь с атмосферным, характеризуется рядом особенностей.

Состав атмосферного воздуха достаточно постоянный. Содержание его основных компонентов изменяется незначительно. Атмосферный воздух имеет следующий средний состав (в процентах от объема):

Азот	78,08
Кислород	20,95
Благородные газы	0,97
Углекислый газ	0,03

Попадая в почву, атмосферный воздух претерпевает значительные изменения. Почвенный воздух в среднем содержит (в процентах от объема):

Азота	79,00
Кислорода	20,30
Углекислого газа	0,15-0,65

По литературным данным в почвенном воздухе в небольшом количестве ( $1 \cdot 10^{-9}$ - $10^{-12}$  %) постоянно присутствуют летучие органические соединения различной природы (этилен, метан и др.). Однако этого может быть достаточно для ингибирующего действия на почвенные микроорганизмы и для снижения биологической активности почв. С ухудшением аэрации почв в почвенном воздухе накапливается в концентрациях, превышающих уровень токсичности для корней растений (0,001%). В почвенном воздухе заболоченных и болотных почв могут находиться в заметных количествах аммиак, водород, метан. В природных условиях почвенный воздух всегда насыщен парами воды.

Изменение состава почвенного воздуха происходит главным образом вследствие процессов жизнедеятельности микроорганизмов, дыхания корней растений и почвенной фауны, а также в результате окисления органического вещества почв. Трансформация атмосферного воздуха в почве тем интенсивнее, чем выше ее биологическая активность, а также более затруднительно удаление газов за пределы почвенного профиля.

Наиболее динамичны в почвенном воздухе  $O_2$  и  $CO_2$ . Их содержание в почвах сильно колеблется в соответствии с интенсивностью потребления кислорода и продуцирования углекислого газа, а также скоростью газообмена между почвой и атмосферой (табл. 2.14).

Кислород поступает в почву из атмосферы диффузионно, с осадками и оросительной водой, по воздухоносным тканям растений. При отсутствии свободного кислорода в почве развитие растений прекращается. Оптимальные условия для них создаются при содержании кислорода в почвенном воздухе более 20%. Концентрация кислорода может снизиться до 15-10% и ниже. Полный анаэробный процесс начинается при снижении концентрации  $O_2$  до 2,5%, однако длительное сохранение концентрации кислорода порядка 10-15% уже угнетает воздухолюбивые культуры.

Углекислый газ обнаруживается в почве главным образом благодаря биологическим процессам. Частично он может поступать в почвенный воздух из грунтовых вод, а также в результате его десорбции из твердой и жидкой фаз почвы. Некоторое количество углекислого газа может возникать при химическом окислении органического вещества. В почвенном воздухе может содержаться  $CO_2$  в десятки и сотни раз больше, чем в атмосферном. Избыток  $CO_2$  в составе почвенного воздуха (более 3%) угнетает развитие растений. Замедляет прорастание семян, сокращает интенсивность поступления воды в растительные клетки.

Таблица 2.14

Пределы изменений основных газов в почвенном воздухе пахотных горизонтов в периоды активной вегетации (по В.А. Ковда)

Почва	$O_2$ , %	$CO_2$ , %
Иловато-болотная	11,9-19,4	1,1-8,1
Торфяно-глеевая	13,5-19,5	0,8-4,5
Дерново-подзолистая	18,9-20,4	0,2-1,0
Серая лесная	19,2-21,0	0,2-0,6
Чернозем обыкновенный	19,5-20,8	0,3-0,8
Чернозем южный	19,5-20,9	0,05-0,6
Каштановая	19,8-20,9	0,05-0,5
Серозем	20,1-21,0	0,05-0,3

Выделение  $CO_2$  из почвы в приземистый слой атмосферы принято называть *дыханием почвы*. Поступающий из почвы углекислый газ потребляется растениями в процессе фотосинтеза.



Состав почвенного воздуха изменяется по почвенному профилю. Для большинства почв нормального увлажнения характерен рост концентрации углекислого газа в почвенном воздухе с глубиной, а кислорода наоборот, уменьшается.

Газообмен и концентрация газов в почвенном воздухе существенным образом зависят от режима влажности и мощности зоны аэрации (толщи почвы и грунта, расположенной выше уровня грунтовых вод). Концентрация углекислого газа и кислорода достигают экстремальных значений в зоне капиллярной каймы грунтовых вод: максимальная  $\text{CO}_2$  и минимальная  $\text{O}_2$ . При выходе капиллярной каймы на поверхность, корнеобитаемая биологическая активная зона насыщается водой. При этом отмечаются острый дефицит воздуха в почве, высокие концентрации  $\text{CO}_2$ , низкие  $\text{O}_2$ . Грунтовые воды, расположенные ниже 2,5 м, не оказывают заметного влияния на состав почвенного воздуха.

### 7.5. Динамика почвенного воздуха

Динамика почвенного воздуха определяется совокупностью всех явлений поступления, передвижения и трансформации газов в пределах почвенного профиля, а также взаимодействием газовой фазы с твердой, жидкой и живой фазами почвы. Динамика почвенного воздуха имеет суточный и сезонный (годовой) ход.

**Суточная динамика** определяется суточным ходом атмосферного давления, температур, освещенности, изменениями скорости фотосинтеза. Эти параметры контролируют интенсивность диффузии, дыхания корней, микробиологической активности, интенсивность сорбции и десорбции, растворения.

Суточные колебания состава почвенного воздуха затрагивают, как правило, лишь верхнюю полуметровую толщу почвы. Амплитуда этих изменений для кислорода и углекислого газа не превышает 0,1-0,3%. Наиболее существенно в течение суток изменяется интенсивность почвенного дыхания. Обновление состава почвенного воздуха возможно на 10-15%.

**Сезонная динамика** определяется годовым ходом атмосферного давления, температур и осадков и тесно связанными с ними вегетационными ритмами развития растительности и микробиологической деятельности. Годовой воздушный режим включает в себя динамику воздухозапасов, воздухопроницаемости состава почвенного воздуха, растворения и сорбция газов, почвенного дыхания. Сезонная динамика состава почвенного воздуха отражает биологические ритмы. Концентрация углекислого газа имеет в верхней толще четко выраженный максимум в период наивысшей биологической активности. Максимальное содержание кислорода и минимальное содержание углекислого газа приходится на летний период, а осенью и зимой почвенно-грунтовая толща освобождается от ранее накопленного углекислого газа. В течение вегетационного периода состав почвенного воздуха значительно изменяется в зависимости от погодных

условий. При оптимальной влажности с повышением температуры почвы содержание  $\text{CO}_2$  в почвенном воздухе увеличивается, а  $\text{O}_2$  уменьшается. При низкой температуре и низкой влажности состав почвенного воздуха мало отличается от атмосферного.

## Глава 8. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОЧВ

### 8.1. Тепловые свойства почвы

Источником тепла в почве является тепло лучистой энергии Солнца. Среднее количество тепла, поступающего на поверхность Земли составляет 8,15 Дж на 1 см<sup>2</sup> в 1 минуту (солнечная постоянная). Часть этого тепла отражается от поверхности Земли, а часть рассеивается в атмосферу, поэтому к поверхности почвы приходит значительно меньшее количество энергии, которая поглощается и передается вглубь почвы благодаря ее тепловым свойствам.

Совокупность свойств, обуславливающих способность почв поглощать и перемещать в своей толще тепловую энергию, называется *тепловыми свойствами*. К ним относятся: теплопоглощительная способность почв, теплоемкость, теплопроводность.

**Теплопоглощительная способность** – способность почв поглощать (отражать) определенную долю падающей на ее поверхность солнечной радиации. Обычно характеризуется значением альбедо (А), которая показывает, какую часть поступающей лучистой энергии отражает почва. Альбедо идеально отражающей поверхности будет равно 100%, абсолютно черного тела стремиться к нулю. Максимальное альбедо имеет снег – 88-91%, минимальное – чернозем сухой – 14%. У серозема альбедо составляет 25-30%, песок желтый или белый имеет альбедо 34-40%.

У влажных почв значительно меньшая отражательная способность. Так, альбедо чернозема влажного равно 8%, серозема – 10-12%.

**Теплоёмкость** – свойство почвы поглощать тепловую энергию. Различают удельную и объемную теплоемкость почвы. Удельная теплоемкость – количество тепла в джоулях, затрачиваемое для нагревания 1 г сухой почвы на 1°(Дж/г на 1°С). Объемная теплоемкость – количество тепла в джоулях, затрачиваемое для нагревания 1 см<sup>3</sup> сухой почвы на 1°(Дж/г на 1°С )

Теплоемкость очень сильно зависит от влажности почв. У влажных песчаных почв она возрастает до 0,7; у суглинков до 0,8; у торфов до 0,9. Поскольку песчаные почвы имеют меньше влаги и, следовательно, прогреваются и остывают быстрее, их называют теплыми.

Теплоёмкость почв зависит от тех же свойств, которые влияют на поглощение воды, а именно от гидрофильности коллоидов, содержания илестых частиц, наличия и характера органического вещества.

**Теплопроводность** – свойство почвы проводить тепло с той или иной скоростью. Она измеряется количеством тепла в джоулях (Дж), которое проходит в секунду через 1 см<sup>2</sup> почвы слоем 1 см.

В почве тепло передается различными путями: через разделяющие твердые частицы воду или воздух; при контакте частиц между собой; конвекционной передачей тепла через газ или жидкость. Медленнее всего тепло

проводит сухая структурная, богатая органикой почва. Наиболее быстро проводит тепло минеральная часть почвы, чем крупнее частички, тем больше теплопроводность, крупные песчаные частицы нагреваются в 2,0-2,5 раза быстрее, чем пыль. Теплопроводность почв зависит от их плотности – при увеличении плотности с 1,1 до 1,6 теплопроводность возрастает в 2,0-2,5 раза. Влажные почвы более теплопроводны, чем сухие.

Для оценки скорости выравнивания температуры горизонтов почвы используют понятие *температуропроводности* – способности тела изменять температуру под влиянием потока тепла, измеряется изменением температуры на 1°C при расстоянии 1 см через 1 см<sup>2</sup>.

Тепловой режим почвы определяется совокупностью явлений поглощения, передвижения и отдачи тепла, определяется распределением температур на разной глубине и в разные периоды.

В европейской части нашей страны минимальные температуры устанавливаются в почвах в январе или феврале, максимальные в июне и июле. Различают суточные и годовые колебания температур в почве. Наибольшее колебание их наблюдается в верхнем слое, а минимальные изменения на глубине 3-5 м.

При снижении температуры все процессы замедляются, а при падении температуры ниже 0°C начинается замерзание почвы. Следует отметить, что почвенная влага, как правило, при 0°C не замерзает. При температурах ниже 10°C замерзает почти вся влага за исключением прочносвязанной.

Промерзание почвы имеет как положительное, так и отрицательное значение. Положительное значение промерзания выражается в образовании почвенной структуры, миграции почвенных животных в нижние слои, способствующей разрыхлению почвы и улучшению ее водопроницаемости, задержке начала вегетации для растений, боящихся заморозков. Отрицательное значение промерзания состоит в понижении водопроницаемости и, следовательно, усилении стока, задержке микробиологических и химических процессов, выжимании растений и задержке их развития.

Оттаивание почвы зависит от количества тепла в почве и в атмосфере, а также от толщины снежного покрова. Оттаивание может идти тремя путями: снизу за счет тепла почвы, снизу и сверху за счет быстрого схода снега и тепла почвы и только сверху, если почва промерзает до слоя вечной мерзлоты. После оттаивания почва оказывается более рыхлой и влажной, а если оттаивание произошло до активного снеготаяния, почва поглощает талую воду и насыщается ею до большой глубины. При дальнейшем прогревании создаются благоприятные условия для роста растений, развития микробиологических процессов – почва приходит в состояние спелости.

## 8.2. Тепловой режим почв

**Тепловой режим почв** – совокупность всех явлений поступления, передвижения и отдачи тепла почвой. Тепловой режим почвы характеризуется радиационным, или *тепловым балансом* по уравнению:

$$R=LE+P+A, \text{ где}$$

R – радиационный баланс;

P – турбулентная передача тепла из почвы в атмосферу;

A – расход тепла на нагревание почвы;

L – суточная теплота испарения;

E – суммарное испарение за расчетный период времени.

Все единицы выражаются в Дж/см<sup>2</sup>/ч или Дж/см<sup>2</sup>/мес.

*Эвапотранспирация* - испарение с поверхности почвы совместно с транспирацией.

Тепловой баланс для различных почвенно-климатических зон неодинаков. В зависимости от среднегодовой температуры и промерзания почвы. Выделяют четыре типа температурного режима почвы.

*Мерзлотный* тип температурного режима характерен для местностей, где среднегодовая температура почвенного профиля отрицательная.

*Длительно сезоннопромерзающий* тип температурного режима проявляется на территориях, где преобладает положительная среднегодовая температура почвенного профиля. Почвы промерзают на глубину не менее 1 м, а длительностью промерзания составляет более 5 месяцев.

*Сезоннопромерзающий* тип температурного режима – среднегодовая температура почвенного профиля положительная, а длительность промерзания менее 5 месяцев.

*Непромерзающий* тип температурного режима – промерзания почв не наблюдается.

Регулирование теплового режима обеспечивается различными агротехническими и лесокультурными мероприятиями. Такие приемы, снегонакопление, прикатывание снега кольчатыми катками, посыпание его золой, оставление гребнистой пашни, мульчирование темными веществами, покрытие пленкой, создание лесных полос способствуют прогреванию почвы.

## Глава 9. ПОЧВЕННЫЙ РАСТВОР

### 9.1. Почвенный раствор

Вода атмосферных осадков, поступающих в почву, всегда содержит некоторое количество растворенного углекислого газа и кислорода, иногда следы азотной и азотистой кислот, образующихся в атмосфере при грозовых разрядах, следы аммиака и некоторых других соединений. Вступая во взаимодействие с составными частями почвы, эта вода извлекает из них растворимые вещества и таким образом превращается в почвенный раствор или жидкую фазу почвы.

*Почвенный раствор* – это жидкая часть почвы в природных условиях. Почвенный раствор образует только свободная вода, способная растворять соединения почвы. Она представляет собой подвижную, динамичную и активную часть почвы, участвующую непосредственно в почвенно-образовательном процессе, биохимических и физико-химических реакциях почвы, круговороте и обмене веществ и питании растений. Поэтому Г.Н. Высоцкий сравнивал почвенный раствор с кровью организмов.

Состав почвенного раствора определяется тем взаимодействием, которое происходит между водой, составными частями почвы и живущими в ней растениями. Важнейшими формами этого взаимодействия являются:

- растворение водой растворимых минеральных и органических соединений почвы и газов почвенного воздуха;
- взаимодействие раствора с обменными ионами почвенных коллоидов;
- пептизация растворов почвенных коллоидов;
- взаимодействие с почвенными организмами и корневыми волосками растительных корней, связанных с питанием растений.

В связи с этим в почвенном растворе содержатся минеральные, органические и органоминеральные вещества, представленные в виде ионных, молекулярных и коллоидных форм. Кроме того, в почвенном растворе присутствуют растворенные газы:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  и др.

Состав и концентрация почвенного раствора очень изменчивы и зависят от многих условий, прежде всего, от сезонных изменений температуры и влажности почв, содержания в ней углекислоты и состава почвенного воздуха. При высокой влажности почвы после дождей и таяния снега, концентрация почвенного раствора понижается, в сухое время повышается, вследствие чего может происходить выпадение части растворенных веществ в осадок. Кроме того, на состав раствора влияют происходящие в почве биологические и биохимические процессы, в частности минерализация органических веществ и усвоение растениями азота и зольных элементов.

В зависимости от типа почв и других условий в почвенном растворе содержатся: анионы, катионы, водорастворимые органические вещества, растворенные газы ( $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$ , аммиак и др.), минеральные соли.

К важнейшим катионам почвенного раствора относятся  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ . Железо и алюминий в почвенных растворах содержатся в основном в виде устойчивых комплексов с органическими веществами.

Среди анионов преобладают  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ .

Из минеральных солей в почвенном растворе встречаются нитраты, нитриты, бикарбонаты, карбонаты, хлориды, сульфаты (кальция, магния, натрия, калия, аммония). Могут встречаться также соединения закисного железа, алюминия, марганца. В солонцах и солончаках в почвенном растворе преобладают хлориды, сульфаты, бикарбонаты, иногда карбонат натрия. Из органических соединений встречаются водно-растворимые органические кислоты (креновая кислота) и их соли, растворимые сахара, растворимые белки, аминокислоты, амиды и некоторые другие соединения.

Из органических соединений в почвенном растворе могут быть водорастворимые вещества органических остатков и продукты их разложения, продукты жизнедеятельности растений и микроорганизмов (органические кислоты, сахара, аминокислоты, спирты, ферменты, дубильные вещества и др.), а также гумусовые вещества.

Органо-минеральные соединения представлены преимущественно комплексными соединениями различных органических веществ кислотной природы (гумусовые кислоты, низкомолекулярные органические кислоты).

Соотношение минеральной и органических частей почвенного раствора неодинаково в разных почвах. Так, в болотных, подзолисто-болотных и целинных дерново-подзолистых характерно преобладание в почвенном растворе органических веществ над минеральными, в черноземах эти компоненты примерно равны, а в засоленных почвах минеральных соединений больше.

Коллоидно-растворимые формы могут быть представлены органическими и органо-минеральными веществами, золями кремнекислоты и полутораокисей железа и алюминия. По данным К.К. Гедройца, коллоидная часть составляет обычно 0,10-0,25 и меньше общего количества веществ в растворе. Высокое содержание коллоидно-растворимых соединений наблюдается в почвенных растворах солонцов.

Концентрация почвенного раствора колеблется в широких пределах. Например, концентрация почвенного раствора в дерново-подзолистых почвах составляет 0,5-1,0 г/л, для черноземов характерно 2-4 г/л, а в солончаке она уже превышает 300 г/л. В зависимости от концентрации почвенного раствора почвы подразделяются на незасоленные и засоленные. Если концентрация почвенного раствора не превышает нескольких граммов на 1 л при содержании легкорастворимых солей менее 0,2%; такие почвы относятся к незасоленным. В их почвенном растворе преобладают бикарбонаты, нитраты, фосфаты и сульфаты Ca, Mg, K и Na. В засоленных почвах концентрация раствора может достигать нескольких десятков граммов на литр. В нем преобладают хлориды и сульфаты  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , а также нормальная ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) или двууглекислая

( $\text{NaHCO}_3$ ) сода. Осмотическое давление такого раствора составляет 10-15 атм. (1013-1520 кПа), что значительно превышает осмотическое давление клеточного сока корневой системы большинства растений 5-8 атм. (507-890 кПа), и поэтому усвоение ими влаги и питательных веществ из такой почвы затруднено.

Концентрация почвенного раствора повышается, если: уменьшается влага в почве; усиливается минерализация; при внесении удобрений. Концентрация почвенного раствора уменьшается, если: идет вымывание солей; соединения переходят в нерастворимые соединения; происходит усвоение питательных веществ растениями.

Наиболее низкими концентрациями и кислой реакцией характеризуются почвенные растворы подзолистых и болотных почв таежной зоны. Концентрация их составляет несколько десятков миллиграммов на 1 л раствора при pH от 5 до 6. Содержание основных катионов и анионов измеряется единицами или десятками мг/л. Примерно такие же количества главных компонентов почвенного раствора характерны и для сильновыщелочных почв влажных субтропиков. Содержание органического углерода в почвенных растворах таежной зоны достигает нескольких десятков миллиграммов на 1 л, под хвойными лесами это растворенное органическое вещество в основном представлено фульвокислотами. С глубиной количество органического вещества в жидкой фазе почвы постепенно уменьшается.

В степных почвах (черноземах, солонцах и др.) концентрация почвенных растворов существенно выше, чем в подзолистых и болотных почвах. В связи с более высокой биологической активностью этих почв в них существенно повышается содержание гидрокарбонатного иона, реакция становится нейтральной или слабощелочной. Более высокое поступление химических элементов с высокозольным опадом травянистых степных растений обеспечивает повышение концентрации и других катионов и анионов (кальция, магния, хлора, сульфат-иона). В солодах и особенно в солонцах резко возрастает количество иона натрия, появляется ион  $\text{CO}_3^{2-}$ , что обеспечивает в солонцах, в частности, щелочную реакцию почвенных растворов.

Если для большинства почв характерен гидрокарбонатно-кальциевый состав почвенных растворов (преобладание этих двух ионов), то в почвенных растворах засоленных почв преобладающая доля принадлежит хлоридам и сульфатам магния и натрия.

Наличие в почвенном растворе свободных кислот и оснований, кислых и основных солей определяют одно из важнейших для жизнедеятельности растений и процессов почвообразования его свойство – актуальную реакцию почвенного раствора, кислотность или щелочность почвы.

Почвенный раствор является разбавленным раствором, в котором молекулы электролитов диссоциированы на гидратированные, т.е. окруженные притянутыми ими молекулами воды, ионы. Гидратация ионов состоит в том, что расположенные вокруг иона молекулы воды поворачиваются к нему противоположно заряженной стороной диполя. К ним притягивается второй



слой молекул воды и т.д., до тех пор, пока энергия гидратации не станет меньше энергии молекулярного движения в растворе.

Почвенный раствор обнаруживает основные свойства разбавленных растворов – понижение давления водяного пара, повышение температуры кипения, понижение температуры замерзания, осмотические явления.

Осмотическое давление почвенного раствора имеет важное значение для растений. Если оно равно или выше соматического клеточного сока растений, то поступление воды в растение прекращается, и оно гибнет. Осмотическое давление зависит от концентрации почвенного раствора и степени диссоциации растворенных веществ. Наиболее высокое давление почвенного раствора у засоленных почв, особенно тяжелых по гранулометрическому составу, с высокой поглотительной способностью.

Осмотическое давление почвенного раствора существенно отличается в разных типах почв и в отдельных горизонтах одной и той же почвы. В незасоленных почвах осмотическое давление составляет 10 МПа, большие дозы удобрений могут повысить его до 15-20 МПа.

Осмотическое давление почвенного раствора любой почвы зависит от влажности и интенсивности биологических процессов, поэтому его величина довольно динамична. При уменьшении влажности от НВ до ВЗ концентрация почвенного раствора изменяется в 5-6 раз и соответственно возрастает осмотическое давление. При повышении осмотического давления раствора нарушается нормальное развитие растений. Например, у пшеницы наблюдается задержка кущения, а цветение и созревание ускоряется, уменьшается урожайность, но увеличивается содержание белка в зерне.

Наиболее высоким осмотическим давлением характеризуются засоленные почвы. В почвенных растворах средnezасоленных почв оно составляет 30-40 МПа, в сильнозасоленных – 50-60 МПа.

На предельные значения осмотического давления, при которых влага перестает поступать в растения, существенное влияние оказывает состав растворов. Так, в песчаных почвах при сульфатном засолении предельное осмотическое давление, при котором растения начинают ощущать острый дефицит влаги, составляет 150 МПа, а при хлоридном засолении – 260 МПа.

## **9.2. Значение почвенного раствора в плодородии почв и питании растений**

Реакция почвенного раствора оказывает значительное влияние на микрофлору почвы. В кислых почвах преобладает грибная, а в нейтральных и щелочных бактериальная микрофлора. От ее характера зависят скорость, характер и полнота разложения органического вещества и его минерализация, т.е. условия питания растений. Значительная часть растений лучше всего развивается при нейтральной реакции среды, хуже переносит кислую и еще хуже щелочную реакцию. При рН 4 развиваются почти все древесные породы, при рН 8,5 почти ни одна из них не растет из-за избытка в растворе щелочи. Изменение реакции почвенного раствора сопровождается изменением

подвижности различных веществ. При щелочной реакции подвижны лишь водорастворимые соли, при кислой подвижны соединения гумуса, илистые частицы, гидроокиси железа, алюминия и других веществ. Все это сказывается на росте древесных пород.

При рН 7,2-7,4 сосна практически не образует насаждений, за исключением меловой формы, а при рН 8,1-8,2 не растут такие породы, как дуб и вяз.

Культурные сельскохозяйственные растения лучше всего растут при нейтральной реакции среды и выносят реакцию почвенного раствора до рН 8.

Почвенный раствор со слабокислой или нейтральной реакцией лучше всего соответствует условиям питания растений, развитию микроорганизмов, высокому уровню плодородия почв.

## ГЛАВА 10. ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

**Плодородие** – специфическое свойство почвы, отличающее ее от материнской породы.

### 10.1. Понятие о плодородии почв

Под плодородием понимают способность почв удовлетворять потребность растений в воде и питательных веществах. Важными факторами, определяющими плодородие почв, являются также свет и тепло.

Условия, определяющие плодородие почвы, могут быть прямые, непосредственно влияющие на рост и развитие растений, и косвенные. К прямым условиям относятся запасы доступной воды, аэрация, реакция среды, форма и количество доступных элементов питания и их соотношение. К косвенным условиям могут быть отнесены: количество микроорганизмов, глубина залегания ограничивающих корнеобитаемый слой почвы плотных горизонтов и обработка почвы. Прямые и косвенные условия взаимосвязаны и оказывают большое влияние на урожай растений.

Каждое отдельное условие, или фактор жизни растений, может быть недостаточным (минимальным) для роста растений, оптимальным (когда наблюдается наибольший урожай растений) и избыточным, максимальным (когда наблюдается токсикоз и урожай растений уменьшается). Для любого растения вреден как недостаток, так и избыток какого-либо фактора (например, элемента питания). Наиболее благоприятные условия для жизни растений и получения высокого урожая создает оптимальное влияние фактора. Однако факторы, определяющие развитие растений, действуют не изолированно, а в совокупности. Оптимальное плодородие соответствует оптимальным соотношениям факторов.

В различных почвенно-климатических зонах условия, определяющие почвенное плодородие, различны. Ограничивающими условиями в зоне тундры будут низкие температуры и избыточное увлажнение почв, в лесной зоне – избыточное увлажнение и кислотность почв, в лесостепной и степной зонах – недостаток воды и нередко избыточное содержание в почвах натрия хлора. На песчаных почвах сказывается недостаток влаги и элементов питания, а на тяжелосуглинистых – низкая аэрация и большая плотность почв. Таким образом, плодородие ограничивается различными условиями, связанными с факторами почвообразования.

### 10.2. Виды почвенного плодородия

Различают естественное, потенциальное, искусственное и эффективное, или действительное, плодородие почв.

**Естественное плодородие** – свойство почвы, образовавшейся под естественной растительностью при естественном протекании почвообразовательных процессов. Оно сравнительно мало изменяется во времени и является величиной стабильной для определенного типа почв. В то же время различные по происхождению почвы характеризуются неодинаковым плодородием, а одна и та же почва имеет разное плодородие для растений, отличающихся по биологическим свойствам. Например, на лугово-глеевых почвах прекрасно растут луговые травы и гибнут или очень плохо растут ельники и сосняки. На песчаных почвах хорошо растут сосняки и плохо – ельники и дубравы.

**Потенциальное плодородие** определяется валовым (общим) запасом элементов питания в почве, находящихся как в доступной, так и недоступной формах.

**Искусственное плодородие** создается при использовании обработки почв, внесении удобрений, выращивании культур различных растений, осушении, орошении. Естественное, потенциальное и искусственное плодородия неразрывно связаны между собой, поскольку снабжение растений влагой и пищей зависит от свойств природной почвы, а также от изменения свойств почвы под влиянием окультуривания.

При воздействии на почвы необходимо разрабатывать такие методы земледелия и агрохимии, которые позволяли бы поддерживать на максимальном уровне запасы доступных элементов питания и воды с одновременной стабилизацией реакции среды, соответствующей концентрацией почвенного раствора при наилучшем соотношении между воздухом и водой, скоростью аэробных и анаэробных реакций, протекающих в присутствии веществ, стимулирующих рост растений. И, наоборот, необходимо ослабить вредные, процессы: образование токсических веществ, уплотнение почвы при ее обработке, засорение нежелательными растениями и микроорганизмами и т. д.

### **10.3. Оценка качества почв по их свойствам и плодородию**

Поскольку плодородие почв различно, необходимо знать, какие из них лучше, какие хуже для выращивания определенных растений. Этот вопрос решается сравнительной оценкой почв, их свойств и урожая растений. Такая оценка может быть осуществлена также путем объединения почв близких по наиболее важным свойствам, определяющим развитие одной или нескольких сходных по биологии культур, т.е. по агропроизводственным показателям. В результате оценки определяют и объединяют в сравнительно большие группы почвы и дают характеристику их качеству с рекомендациями по возделыванию тех или иных сельскохозяйственных культур.

Качество почв может быть оценено более точно, если их производительность будет охарактеризована числом, показывающим, во сколько раз данная почва по своим свойствам и урожаю хуже или лучше другой.

Оценка качества почв по плодородию, выраженная в относительных единицах (баллах) свойств почв, находящихся во взаимосвязи с урожайностью главных культур, называется бонитировкой почв (лат. Bonitos – доброкачественность). Оценка почв строится на объективных признаках и свойствах, наиболее важных для роста сельскохозяйственных культур и лесных древесных пород. Свойства почв, отобранные для оценки, могут относиться как к прямым, так и к косвенным условиям роста растений, поэтому при бонитировке почв отражается их важнейшее свойство – плодородие. Результаты бонитировки, или качественной оценки, почв приводятся в виде бонитировочных таблиц, составленных для отдельных культур или их групп. Правильность составления таких таблиц проверяется сопоставлением баллов, полученных по свойствам почв, с баллами по урожайности. Характер изменения баллов должен быть одинаковым.

В нашей стране применяют 100-балльную разомкнутую и замкнутую шкалы. В разомкнутой шкале за 100 баллов принимают свойства почв со средней урожайностью, в замкнутой – имеющих наибольший урожай. Результаты качественной оценки почв используют при регистрации земель, определении производительности участка или территории, установлении наиболее урожайных культур, разработке методов повышения плодородия почв и в других целях.

Повышение почвенного плодородия осуществляется комплексом мер биологического и хозяйственного воздействия, направленных на обеспечение оптимального соотношения между влагой, аэрацией и необходимыми для растений элементами питания.

#### **10.4. Меры по повышению плодородия почв в лесном хозяйстве**

Повышение плодородия почв в лесном хозяйстве включает все меры по хозяйственному воздействию на них при сплошной обработке почв в питомниках и на плантациях, при частичной обработке, при подготовке культур с внесением удобрений, а на лесных участках – подбором древесных пород. Так, лиственные насаждения: береза, осина, липа, ясень способствуют образованию легко разлагающейся лесной подстилки, богатой основаниями и элементами питания. Соответствие древесных пород условиям произрастания оказывает положительное влияние на почвы через корневые системы, вызывая увеличение интенсивности круговорота элементов питания. Такие древесные породы, как акация, ольха черная и серая, способствуют накоплению в почвах азота. При подготовке территории под естественное возобновление происходит усиление минерализации и аэрация (рыхление) почвы. Для улучшения почв в сухих и свежих борах прибегают к сохранению, а затем разбрасыванию порубочных остатков от рубок ухода, во влажных – рыхлению лесной подстилки, на болотах и заболоченных территориях – осушению. В настоящее время проводят внесение азотных удобрений за 20 лет до главной рубки. Лесные насаждения хорошо реагируют на любые минеральные удобрения, особенно азотные. Повышение плодородия лесных почв в районах с достаточным увлажнением достигается также созданием сложных многоярусных насаждений.

## Глава 11. СТРОЕНИЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПОЧВ

Слово “*морфология*” произошло от сочетания двух греческих слов: *morphe* – форма и *logos* – понятие, учение. Морфология почв – это учение о внешних признаках почв, определяемых чаще всего с помощью зрения и осязания. К основным морфологическим признакам относятся: строение и мощность почвенного профиля и отдельных горизонтов, цвет или окраска, механический состав, структура, сложение, включения и новообразования.

**Морфологические признаки как отражение процессов, протекающих в почвах.** Внешние (морфологические) признаки почв отражают характер передвижения и превращения органических и минеральных веществ под влиянием биологических и физико-химических процессов, составляющих в совокупности процесс почвообразования. Если в нескольких почвах, расположенных на некотором расстоянии друг от друга, процессы почвообразования протекают одинаково, то одинаков и их внешний вид, в то же время почвы с одинаковыми морфологическими признаками составляют группу почв, объединенных общим почвообразовательным процессом. Поэтому для изучения почвообразовательных процессов из почвенных разрезов берут образцы, руководствуясь именно внешними, морфологическими признаками.

Рассматривая любую почву в разрезе, можно убедиться, что почва неоднородна и состоит из нескольких различающихся между собой слоев. Это происходит потому, что в разных слоях почвы скорость и направление процессов, хотя и взаимосвязанных, различны. Действуя в течение длительного времени, они обуславливают расчленение однородной до этого горной породы на слои, отличающиеся морфологическими признаками и свойствами. Слои почв с более или менее одинаковыми морфологическими признаками называются генетическими горизонтами.

### 11.1. Строение почвенного профиля

**Почвенным профилем** называется совокупность почвенных горизонтов, объединенных единым процессом почвообразования. Строение почвенного профиля определяется морфологическими признаками отдельных почвенных горизонтов, закономерно переходящих один в другой.

Строение профиля большинства почв, если их рассматривать в разрезе сверху вниз, сравнительно однотипно: сверху лежит небольшой слой растительных остатков, образующих лесную подстилку, травяной войлок или дернину; глубже расположен горизонт, в разной степени окрашенный гумусом, или перегноем, а под ним образуется горизонт, переходный к материнской породе.

Мощность, или глубина, почвенного профиля зависит от типа и времени протекающего почвообразовательного процесса и может изменяться в очень широких пределах.

Строение и мощность почвенного профиля позволяют судить о характере и направлении почвообразовательных процессов, применении систем обработки почв, необходимости внесения удобрений, видах выращиваемых культур, об устойчивости и продуктивности лесов. Поэтому описание почвенного профиля занимает важное место при картировании почв, разработке агротехники выращивания культур и практических приемов ведения хозяйства.

Для характеристики почвенного профиля в целом производят описание отдельных его горизонтов.

## 11.2. Обозначение и описание горизонтов

**Обозначение горизонтов.** Каждому из горизонтов дается буквенное обозначение. Наиболее широко применяется система буквенных обозначений (используют латинский шрифт), предложенная В.В. Докучаевым и доработанная советскими учеными. Буквами обозначают генетические горизонты, а сочетаниями букв и буквенно-цифровыми индексами – переходные горизонты и подгоризонты. Приняты следующие обозначения:

Т – торф, органогенный горизонт;

А – горизонт биогенного накопления органического вещества в почвах.

Обычно называется гумусовым, перегнойно-аккумулятивным или дерновым горизонтом;

A<sub>0</sub> – лесная подстилка, травяной войлок, дернина;

A<sub>пах</sub> – пахотный горизонт почвы;

A<sub>1</sub> – гумусовый, дерновый, перегнойно-аккумулятивный, перегнойно-элювиальный горизонт дерново-подзолистых, серых лесных и осолоделых почв, имеет серый или черный цвет;

A<sub>2</sub> – элювиальный (или горизонт вымывания), подзолистый или осолоделый. Обычно окрашен в белесоватые, белесые и белые тона;

В – иллювиальный, или горизонт вымывания, в подзолистых, серых лесных, каштановых и некоторых других породах;

G – глеевый горизонт, характерен для почв с постоянным избыточным увлажнением и болотных почв;

С – материнская рыхлая горная порода;

Д – подстилающая горная порода.

Кроме того, применяют буквенные индексы:

g – для глееватых (оглеенных) горизонтов;

с – скопления водорастворимых солей;

г – скопления гипса; цифровые индексы –1, 2, 3 и т.д.

На Украине применяется другая система обозначения, разработанная А.Н. Соколовским:

Н – (греч. Humus – гумус) соответствует горизонтам А+В в черноземах и каштановых почвах;

Е – (лат. eluo – вымывать) соответствует горизонту А<sub>2</sub> в подзолах и солодах;

F – (лат. illuo – смыть) соответствует иллювиальным горизонтам В;

К – горизонт скопления карбонатов;

Q – горизонт гипса;

GI – глеевый горизонт;

T – торфяной горизонт;

Но – лесная подстилка;

Нт – торфянистый горизонт;

P – порода, не измененная почвообразованием.

Для обозначения переходных горизонтов или горизонтов, в которых происходят два процесса, ставят две соответствующие буквы. Например, HE – гумусово-элювиальный горизонт, что соответствует А<sub>1</sub>А<sub>2</sub>.

Для выделения подгоризонта достаточно отличие одного из морфологических признаков, например цвета или структуры и т.д. Необходимость выделения подгоризонта устанавливается при описании почвы. Кроме того, выделяют переходные горизонты, в которых происходят два или несколько почвообразовательных процессов, например переходный от подзолистого к иллювиальному (А<sub>2</sub>В) в подзолистых почвах, переходный от аккумулятивного гумусового к подзолистому (А<sub>1</sub>А<sub>2</sub>) в серых лесных почвах.

### 11.3. Морфологические признаки почв

**Описание горизонтов.** После определения границ генетических горизонтов записывают глубину верхней и нижней границ, например А<sub>1</sub> 6-12 см. Иногда сразу вычисляют толщину, или мощность, генетического горизонта, например, А<sub>2</sub> 12-26/14. Затем, поставив знак горизонта еще раз, дают полное морфологическое описание каждого горизонта или подгоризонта.

Каждый генетический горизонт описывают в такой последовательности: влажность, цвет, механический состав, структура, сложение, включения, новообразования и характер перехода одного горизонта в другой. В полевых условиях указывают влажность почв и определяют 10%-ным раствором соляной кислоты глубину вскипания карбонатов, если они имеются. Описание почв часто сопровождается качественным определением различных соединений и свойств почв, например, определяется присутствие карбонатов, закисного железа, вредных водорастворимых солей.

**Цвет почвы** – важнейший морфологический признак. Нередко название почвы дается по цвету верхних горизонтов: подзолы, серые лесные, черноземы, буроземы и т.д. По цвету почвы в первую очередь выделяют генетические горизонты, так как многие реакции и процессы, протекающие в них, связаны с изменением цвета образующихся и перемещающихся соединений. Вынос



железа, например, сопровождается появлением белесой окраски горизонта, а вымывание органических соединений – окрашиванием горизонта в серый или бурый цвет. Соединение двухвалентного железа с фосфором (вивианит) нередко придает почве голубоватую или сизоватую окраску, а накопление карбонатов кальция придает белесовато-палевую окраску бурым до этого горизонтам. Соединения железа окрашивают горизонты в различные желтоватые, красноватые тона и оттенки.

Цвет почвы и интенсивность окраски очень разнообразны. Окрашенность горизонта может быть равномерной, однородной или неоднородной, пятнистой, пестрой, языковой, глянцевой и др., что связано как с неодинаковой интенсивностью процессов почвообразования, так и неоднородностью распределения вещества в почвенных горизонтах.

Из всего многообразия выделяют три группы соединений, определяющих цвет почвы:

- органические и перегнойные вещества, которые могут придать горизонтам черный цвет;
- соединения окиси железа, окрашивающие почвы в красный цвет;
- соединения кальция, кремнезема, а также каолин, придающие почве белый цвет.

На основе этих трех групп соединений С.А. Захаров построил стандартный треугольник цвета почвы (рис. 2.3).

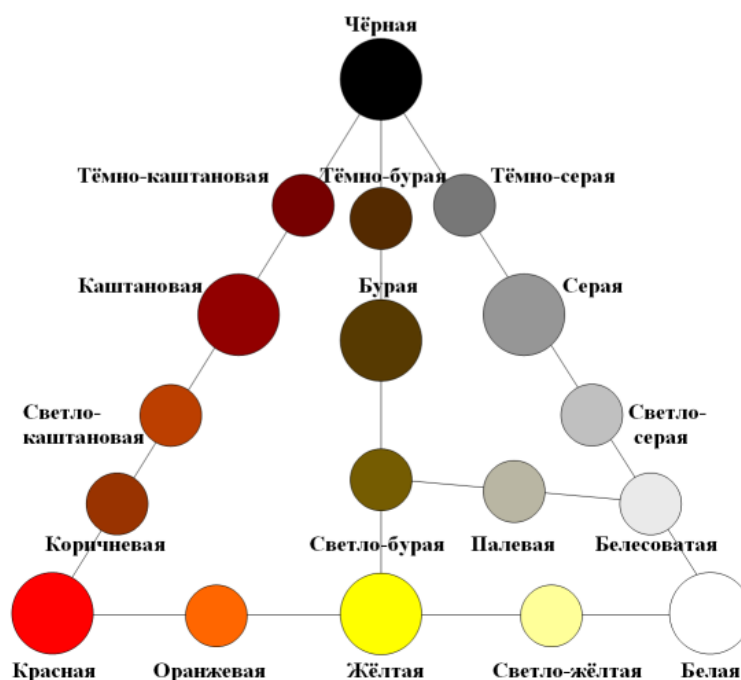


Рис. 2.3. Цветовой треугольник

Рассматривая треугольник С.А. Захарова по сочетанию и интенсивности окраски, можно выделить 4 цветовых ряда почвы: первый, в котором смешаны черный и белый цвета, называют серым, в него входят черный, темно-серый, белесый и белый цвета; второй, где смешаны черный и желтый цвета, называют бурым, в него входят черный, темно-бурый, бурый, светло-бурый и желтый

цвета; третий, в котором смешаны черный и красный цвета, называют каштановым, в него входят черный, темно-каштановый, каштановый, светло-каштановый, коричневый и красный цвета; четвертый, где смешаны красный и белый цвета, называют желтым, в него входят красный, оранжевый, желтый, светло-желтый и белый цвета. Кроме того, выделяют палевый цвет как смесь светло-бурого и белого.

При описании горизонтов в первую очередь используют перечисленные цвета почв. Однако очень часто одним словом цвет охарактеризовать не удается, и тогда используют сочетание из двух слов, причём на первое место ставят оттенок, а на второе – основной цвет, например красно-бурый, темно-серый. При описании встречаются и оригинальные цвета горизонтов, например голубоватые, сизые, зеленоватые (в глеевых горизонтах).

Цвет почвы, особенно при полевом описании, может изменяться в зависимости от освещенности стенки разреза, времени дня, влажности. Например, цвет влажной почвы темнее, чем сухой. Для отражения основного цвета сухой почвы в бланке почвенного описания делают зарисовку влажной почвы, а детали подрисовывают цветными карандашами.

**Механическим составом** называют соотношение частиц разного размера, выраженное в процентах от массы почвы. При морфологическом описании применяют полевой метод, основанный на изменении пластичности влажной почвы в зависимости от количества частичек физической глины при скатывании в шнур или шар.

При описании указывают на однородность или пестроту горизонта почвы по механическому составу, отмечают наличие линз, языков, прослоек, камней, хряща, глубину и толщину залегания отложений иного механического состава. При определении механического состава сильнокарбонатных почв применяют 5-10%-ный раствор соляной кислоты для разрушения микроагрегатов.

**Структурность** – способность почвы распадаться на структурные комочки, состоящие из отдельных частичек, склеенных между собой коллоидными соединениями, а иногда просто спрессованных физическими силами.

**Структурой** называют способность твердой фазы почвы агрегироваться и естественно распадаться на относительно устойчивые отдельные части различной формы и величины. Структура почвы формируется вследствие механического разделения почв на агрегаты и образования водопрочной структуры. Механическое разделение почвы на агрегаты происходит при процессах увлажнения и высыхания, замерзания и нагревания, под влиянием развития корневых систем растений, деятельности насекомых и их личинок в почвах. Степень раздробленности почв на комочки уменьшается сверху вниз – это объясняется тем, что наибольшее воздействие перечисленных факторов наблюдается именно в верхних горизонтах почвы. С увеличением глубины количество корней и воздействие всех факторов разделения почвы на агрегаты уменьшается, комочки постепенно увеличиваются в размерах и, наконец, в почве образуются вертикальные трещины, обуславливающие появление призматической структуры. Только в переувлажненных почвах под влиянием

замерзающих слоев воды преобладает горизонтальная, или плитчатая, структура.

Комочки, образовавшиеся в результате физического воздействия, не обладают водопрочностью. Почвы, не обладающие водопрочной структурой, при увлажнении “заплывают”, а после высыхания покрываются коркой. В природе процесс физического измельчения пород часто сопровождается образованием водопрочной структуры. Процесс образования водопрочных комочков протекает под влиянием почвенных коллоидов, которые в форме золя способны передвигаться по почвенным трещинам, пропитывать комочки, а затем, коагулируя, переходить в необратимые почвенные гели. Комочки, склеенные необратимыми гелями, под действием воды не распадаются, становятся водопрочными, так как склеены водонерастворимыми соединениями. Прочность комочков различна и зависит в основном от катионов, содержащихся в данном горизонте. Комочки, склеенные коллоидами, насыщенными натрием, калием, водородом, обычно неводопрочны. Более прочны комочки, склеенные коллоидами, насыщенными кальцием и магнием, еще прочнее – железом. О том, что коллоиды передвигаются в почве и коагулируют, свидетельствуют блестящие, лакированные корочки, образующиеся на гранях почвенных комочков до глубины 80-120 см и более. При прочих равных условиях водопрочность комочков зависит от количества органического вещества и механического состава почвы. При большом количестве образующихся перегнойных кислот и их солей комочки наиболее прочны. В глинистых почвах их также больше и они прочнее, чем в легкосуглинистых, а тем более в песчаных. Песчаные почвы обычно бесструктурны, имеют неясно выраженную непрочную структуру.

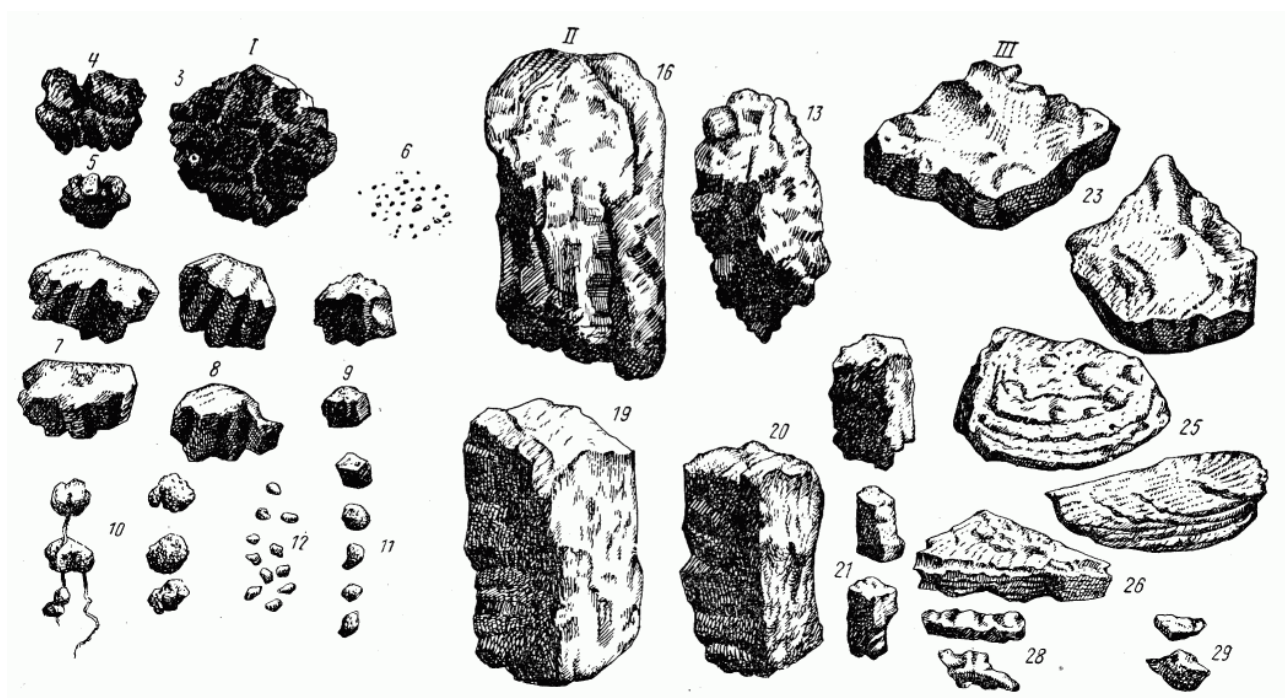


Рис. 2.4. Структура почвы

В зависимости от формы и соотношения размеров структурных агрегатов различают три типа структуры:

*кубовидную* – это структурные агрегаты, имеющие одинаковые размеры по высоте, длине и ширине; характерна для верхних горизонтов почв, а также для почв легкого механического состава;

*призмovidную* – высота агрегатов больше ширины и длины, образуется на некоторой глубине от поверхности в суглинистых и глинистых почвах;

*плитовидную* – ширина и длина агрегатов значительно больше высоты и представлена плитками, чешуйками и т. д., образуется в относительно бесплодных почвенных горизонтах, обладающих плохими водно-физическими и химическими свойствами, формируется в подзолистых, глеевых и осолоделых горизонтах.

В пределах каждого типа почвенной структуры в зависимости от размеров различают роды и виды (табл. 2.15, рис. 2.4).

Типы и виды структур образуются в различных условиях, поэтому та или иная форма структурных агрегатов свойственна различным горизонтам почвы. Так, комковатая, зернистая структура характерна для верхних горизонтов большинства почв, ореховато-мелкопризматическая образуется в горизонтах, расположенных на некоторой глубине от поверхности почв, глыбистая и призматическая преобладают в глубоких почвенных горизонтах.

При описании почвенной структуры чаще всего приходится пользоваться двумя словами, обозначающими разные виды, а иногда и типы структур, например, комковато-зернистая, ореховато-призматическая, листовато-чешуйчатая. На преобладающую структуру указывает второе слово.

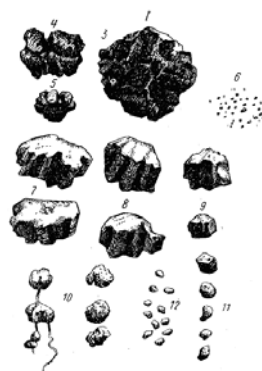
Для описания почвенной структуры необходимо четко знать классификацию почв по структуре (табл. 2.15). Величина структурных комочков определяет многие водные, воздушные и питательные режимы почвы. Как правило, наилучшими свойствами обладают почвы, имеющие комковатую или зернистую структуры. В таких почвах внутри комочков содержится влага, а на поверхности, благодаря деятельности микроорганизмов, образуются элементы питания; между комочками содержится кислород воздуха, необходимый для дыхания растущих корней. Разрушение структурных комочков происходит под влиянием капель дождя, при замещении двух- и трехвалентных катионов на одновалентные, уменьшении количества органических веществ, частично при обработке почвы.

Мероприятия по созданию и восстановлению в почве структуры предусматривают защиту поверхности почвы, внесение органических удобрений, известкование, глубокую обработку.

**Сложение** почвы характеризует степень плотности, порозности и связности почвы, определяет характер соприкосновения почвенных частиц, наличие пустот, капиллярных промежутков, канальцев, ячеек, пор. По плотности выделяют следующие виды сложения почвы: рассыпчатый – почва сыплется с лопаты; рыхлый – почва рассыпается на мелкие комочки, почвенный нож входит в горизонт без усилий, плотноватый – почва

## Классификация почв по структуре

Род структуры	Вид структуры	Размер поперечника*, мм
<b>I тип – кубовидная структура</b>		
Грани и ребра выражены плохо		
Глыбистая – неправильная форма и неровная поверхность Комковатая – неправильная округлая форма, неровные округлые шероховатые поверхности разлома Пылеватая	1. Крупноглыбистая	100 и более
	2. Мелкоглыбистая	100–50
	3. Крупнокомковатая	50–30
	4. Комковатая	30–10
	5. Мелкокомковатая	10–0,5
	6. Пылеватая	менее 0,5
Грани и ребра выражены хорошо		
Ореховатая – более или менее правильная форма, поверхность сравнительно ровная, ребра острые Зернистая – более или менее правильная форма, иногда округлая с гранями то шероховатыми и матовыми, то гладкими и блестящими	7. Крупноореховатая	более 10
	8. Ореховатая	10–7
	9. Мелкоореховатая	7–5
	10. Крупнозернистая (гороховатая)	5–3
	11. Зернистая (крупитчатая)	3–1
	12. Мелкозернистая (порошистая)	1–0,5
<b>II тип – призмовидная структура</b>		
Грани и ребра выражены плохо		
Столбчатовидная – неправильная форма со слабо выраженными неровными гранями и округлыми рёбрами.	13. Крупностолбчатая (тумбовидная)	50 и более
	14. Столбчатая	50–30
	15. Тонкостолбчатая	30 и менее
Грани и ребра выражены хорошо		
Столбчатая – правильная форма с довольно хорошо выраженными гладкими боковыми гранями, округлой головкой и плоским основанием	16. Крупностолбчатая (тумбовидная)	более 50
	17. Столбчатая	50–30
	18. Тонкостолбчатая	30 и менее
Призматическая – с плоскими поверхностями и острыми ребрами.	19. Крупнопризматическая	более 50
	20. Призматическая	50–30
	17. Тонкопризматическая	30–10
	18. Карандашная	Менее 10
<b>III тип – плитовидная структура</b>		
Плитчатая – слоеватая с более или менее развитыми горизонтальными плоскостями спайности Чешуйчатая – со сравнительно небольшими, отчасти изогнутыми плоскостями и часто острыми ребрами (некоторое сходство с чешуей рыбы)	19. Сланцеватая	Более 5
	20. Плитчатая	5–3
	21. Пластинчатая	3–1
	22. Листоватая	Менее 1
	23. Скорлуповатая	Более 3
24. Грубочешуйчатая	3–1	
25. Мелкочешуйчатая	Менее 1	



\* Примечание: для I и II типов и толщина отдельностей III типа, мм

рассыпается или легко разламывается на крупные комки, пластинки, нож входит с некоторым усилием; плотный – комки почвы разламываются с усилием, почва с лопаты падает глыбкой и распадается на очень большие комья, нож входит с большим трудом на глубину 5-6 см; весьма плотный или слитый – почва почти не разламывается, лопата с большим усилием входит на глубину 1-2 см, а нож – на 2-3 см.

Сложение почвы различают по связности: очень связная – прилипает к лопате и с трудом отстает от нее; среднесвязная – легко стряхивается с лопаты; малосвязная – к лопате не пристает.

Сложение почвы различают и по порозности:

Сложение почвы	Диаметр пустот, мм
Тонкопористое (округлые поры)	Менее 1
Пористое (например, сложение лёсса)	1-3
Губчатое (густое расположение пустот)	3-5
Ноздреватое или дырчатое	5-10
Ячеистое (часты ходы червей, корней)	Больше 1
Канальчатое (часты ходы червей, корней)	10-30
Трубчатое	Более 30

Сложение почвы по размерам полости между структурными агрегатами следующее:

Сложение почвы	Ширина трещин,
Тонкотрещиноватое	Менее 3
Трещиноватое	От 3 до 10
Щелеватое	Более 10

При полевом описании почв сложение почв чаще всего указывают по плотности и размерам пор и трещин.

**Включения** – тела, механически вовлеченные в толщу почвы, которые не участвуют в активных почвообразовательных процессах, чаще всего камни, валуны, галька, хрящ, уголь (в лесных почвах).

Различают четыре группы включений.

*Литоморфы* – камни, галька, валуны. По ним определяются горные породы и минералы.

*Биоморфы* – живые корни растений, уголь лесных пожаров, захороненные остатки корней, стеблей и стволов растений, кости животных, раковины моллюсков, и др.

*Криоморфы* – различные формы льдистых образований, связанные с сезонным или многолетним промерзанием почвы (льдистые прожилки, конкреции, линзы, прослойки).

*Антропоморфы* – обломки кирпича, осколки стекла, фарфора, остатки захоронений, построек, металлические предметы и пр.

**Новообразованиями** называют более или менее хорошо выраженные и четко ограниченные выделения и скопления различных веществ, которые возникли в процессе почвообразования и часто обусловлены химической поглотительной способностью почв. По происхождению выделяют новообразования: органические, органо-минеральные и минеральные.

*Органические* – пятна, затеки, корочки и карманы гумуса; корневины – сгнившие крупные корни растений; дендриты – отпечатки мелких корней на поверхности структурных отдельностей; червороины, заполненные комочками почвы и пропитанные органическим веществом; кротовины, заполненные почвой из других горизонтов, копролиты – экскременты дождевых червей в виде небольших комочков.

*Органоминеральные* – это корочки и затеки железисто-гумусовых коллоидных соединений; корочки имеют гляцеватую, блестящую поверхность от черного до буровато-серого цвета.

*Минеральные* – из различных химических элементов.

Новообразования *кремнезема* чаще всего белесоватого или белесого цветов с ясно видимыми мелкими частицами кварца или кварцевой пыли. Они образуют пятна, языки, затеки, карманы, внедряющиеся обычно из верхних горизонтов в нижние. Очень часто при разложении органических веществ, подзолообразовании, осолодении образуется кремнеземистая белесоватая присыпка, покрывающая поверхности структурных агрегатов.

Новообразования *железа* наиболее распространены в лесных почвах. Они образуются в форме желтых, бурых пятен, потеков, корочек, полуторных соединений железа  $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ , которые нередко покрывают гляцевыми корочками коллоидных соединений железа призматические отдельности почвенной структуры. В песчаных почвах встречаются новообразования железа в виде псевдофибр и ортзандовых прослоек, а в заболоченных почвах формируются сначала рудяковые зернышки, сливающиеся постепенно в рудяковый горизонт, рудяк или ортштейн (который может образоваться и в иллювиальных горизонтах подзолов).

Новообразования *двухвалентного железа* приводят к формированию глеевых потеков (вдоль ходов сгнивших корней, микротрещин и трещин почв, в межагрегатных промежутках), глеевых пятен, характерных для горизонтов и почв временного избыточного увлажнения. Соединения двухвалентного железа могут передвигаться по капиллярам, достигать пор и пустот и окисляться там с образованием рудяковых зерен и бобовин темно-бурого цвета (в разломе). Бобовины и конкреции железа свидетельствуют о процессах временного избыточного увлажнения. При постепенном проникновении кислорода воздуха в почвы глеевые пятна приобретают яркие желтые и красные тона охры. Соединения железа с фосфором образуют бесцветный в условиях переувлажнения минерал – вивианит, который при доступе кислорода воздуха синееет и придает глеевым пятнам голубоватую, сизую и зеленоватую окраски.

Новообразования *марганца* встречаются в форме черных мелких зерен, которые при растирании на ладони окрашивают ее в малиновый цвет. Это

новообразование также характерно для почв с временным избыточным увлажнением.

Новообразования *кальция* чаще всего формируются в почвах, образовавшихся на карбонатных материнских породах. Они характерны для серых лесных, каштановых почв, черноземов и др. Выделяют несколько видов новообразований кальция: псевдомицелий, образующийся на стенке почвенного разреза после высыхания и напоминающий налет плесени; белоглазка – конкреции, образующиеся в почвенных пустотах при выпадении  $\text{CaCO}_3$  из растворов (глубина залегания белоглазки может характеризовать водный режим, в частности глубину промачивания почв); дутики или журавчики – конкреции пустые внутри, достигающие иногда очень больших размеров (10–20 см). Новообразования гипса наблюдаются чаще всего в засоленных почвах в форме мелких кристаллических агрегатов, кристаллов и стяжений. Они характерны для каштановых, солонцеватых и других почв сухой степи.

Новообразования *хлоридов и сульфатов* определяются по белесоватому налету на стенке разрезов. Они являются результатом кристаллизации водорастворимых солей при высыхании почв.

**Влажность** почвы также отмечается при описании почв. По влажности почвы делят на следующие виды: сухие – при сжатии в руке влажность почвы не ощущается; свежие – влажность почвы ощущается при сжатии, в руке образуются комочки, которые при раздавливании легко рассыпаются; влажные – почва сохраняет приданную ей форму; сырые – при сжатии тестообразного комочка выделяются капли воды; мокрые – при сжатии на ладони остается вода, а после падения на землю образуется лепешка; текучие – почва сочится через пальцы вместе с водой. Это деление очень условно.

При описании почв отмечают уровень верховодки или грунтовых вод, высоту капиллярной каймы. В специальном бланке отводится место для рисунка всего почвенного профиля и его генетических горизонтов. После описания профиля дается полное название почвы, состоящее из генетического названия, механического состава верхнего горизонта, материнской породы, ее механического состава.

**Характер перехода одного горизонта в другой.** Характер переходов между горизонтами в почвенном профиле, форма границ горизонтов и степень их отчетливости имеют важное генетическое значение, так как отражают интенсивность почвообразования и его направленность.

По форме выделяют восемь основных типов границ между почвенными горизонтами (рис. 2.5).



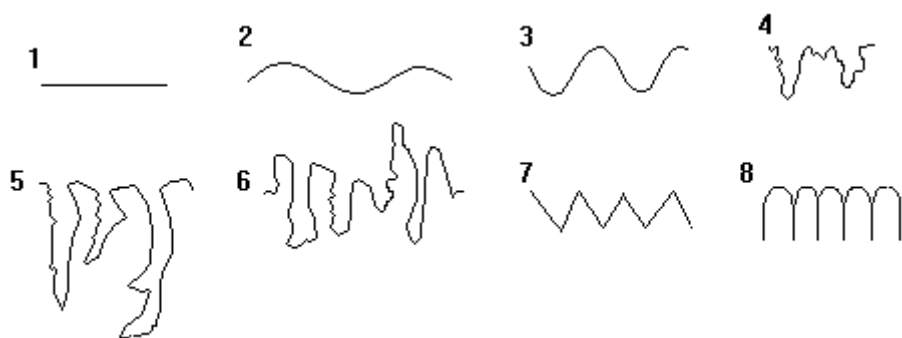


Рис. 2.5. Форма границ между горизонтами в профиле почв: 1-ровная; 2-волнистая; 3-карманная; 4-языковатая; 5-затечная; 6-размытая; 7-пильчатая; 8-полисадная.

По степени выраженности выделяют следующие виды перехода между горизонтами:

- резкий – переходный слой 1-2 см,
- ясный – 2-5 см,
- постепенный – до 10 см,
- неясный – более 10 см.

При толщине переходного слоя выше 5 см часто выделяют переходные горизонты, например  $A_2B$ .

## РАЗДЕЛ 3. ПОЧВЫ

---

### Глава 1. ПОНЯТИЕ О ПОЧВЕННЫХ ТИПАХ И ЗОНАХ

Почвы в природе возникают и развиваются в результате совокупного взаимодействия основных факторов почвообразования. При постоянном воздействии комплекса факторов почвообразования из материнской породы формируются почвы, отличающиеся скоростью и направлением отдельных процессов, характером поступления, разложения и синтеза органических веществ, водным, воздушным, тепловым и химическим режимами.

Факторы почвообразования изменяются во времени и пространстве. При изменении факторов во времени происходит эволюция почв: меняется интенсивность процессов почвообразования, почва из одного состояния переходит в другое. При изменении факторов в пространстве, например на поверхности суши, образуется значительное разнообразие почв, соответствующих совокупному влиянию природных условий.

Все многообразие почв в природе может быть разделено на группы, сходные по происхождению, важнейшим признакам и свойствам. Такое разделение входит в задачу классификации почв.

Распространение почв на территории нашей страны подчиняется закону горизонтальной, или широтной, зональности – на равнинах, и вертикальной зональности – в горах. Впервые этот закон был установлен В. В. Докучаевым. Почвенные зоны в нашей стране имеют широтное распространение и сменяют друг друга с севера на юг в соответствии с изменением основных условий почвообразования.

Почвенные зоны, встречающиеся на территории России, различны. Одни – сплошные и занимают большую площадь, другие – прерывистые и небольшие по площади. Кроме зональных, существуют интразональные почвы, встречающиеся пятнами, полосами во всех почвенных зонах страны. Таким образом, *почвенная зона* определяется как ареал одного или двух зональных почвенных типов и сопутствующих им интразональных и внутризональных почв. В пределах каждой зоны выделяют более или менее однородные подзоны, фации, провинции, округа и районы, которые служат основой районирования почв.

## Глава 2. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

*Классификацией почв* называется объединение почв в группы по их важнейшим свойствам, происхождению и особенностям плодородия.

Первая генетическая классификация была предложена В.В. Докучаевым в 1879 г., а в 1886 г. опубликована. Современная классификация основана на учении В.В. Докучаева и строится на научной системе таксономических единиц; учитывает признаки и свойства, приобретенные в результате хозяйственной деятельности человека, отражает производственные особенности почв, способствуя их рациональному использованию.

Основной единицей современной классификации является генетический *тип*, объединяющий большую группу почв, характеризующихся единством природных условий и ярким проявлением основного процесса почвообразования при возможном сочетании с другими.

В России преобладают почвы следующих типов: тундровые глеевые, подзолистые, болотно-подзолистые, серые лесные, черноземы, каштановые, сероземы, солонцы, красноземы, желтоземы и др. Более мелкие единицы классификации – подтипы, роды, виды, разновидности и разряды относят к систематике почв (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Общая схема классификации почв России  
(фрагмент)

Зона	Тип	Подтип	Род	Вид
Лесная	Подзолистые	Подзолистые	Обычные остаточно-карбонатные контактно-глееватые иллювиально-железистые иллювиально-гумусовые слабодифференцированные	Слабо-, средне-, сильноподзолистые; Поверхностно-, мелко-, неглубоко-, глубокоподзолистые.
		Дерново-подзолистые		Дерново-слабо-, средне-, сильно подзолистые; Слабо-, средне-, сильнодерновые; Поверхностно-, мелко-, неглубоко-, глубокоподзолистые
		Подзолы	Иллювиально-гумусовые иллювиально-железистые сухоторфянистые со вторым осветленным горизонтом	

	Болотно-подзолистые	Торфянисто-подзолистые поверхностно-оглеенные Дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные Перегнойно-подзолистые поверхностно-оглеенные Торфянисто-подзолистые грунтово-оглеенные Дерново-подзолистые грунтово-оглеенные Перегнойно-подзолистые грунтово-оглеенные	Обычные иллювиально-железистые иллювиально-гумусовые оруденелые контактно-глеоподзоленные со вторым гумусовым горизонтом	Поверхностно-глееватые поверхностно-глеевые профильно-глееватые профильно-глеевые глубокоглееватые глубокоглеевые; подстилочные торфянистые торфяные; мелко-, неглубоко-, глубокоподзолистые
Лесостепная, степная	Серые лесные	Светло-серые Серые Темно-серые	Обычные контактно-глеевые слабодифференцированные осолоделые со вторым гумусовым горизонтом слитые	Мало-, средне-, многогумусные
	Черноземы	Оподзоленные Выщелоченные Типичные Обыкновенные Южные	Обычные слабодифференцированные глубоковскипающие бескарбонатные карбонатные солонцеватые осолоделые глубинно-глееватые слитые неполноразвитые	Сверхмощные мощные среднемощные маломощные очень маломощные; тучные средне-, мало-, слабогумусированные
	Каштановые	Темно-каштановые Каштановые Светло-каштановые	Обычные глубоковскипающие карбонатные карбонатные перерытые солончаковитые солонцеватые глубокосолонцеватые остаточно-солонцеватые слитые неполноразвитые	Мощные среднемощные маломощные очень маломощные; несолонцеватые слабо-, средне-, сильносолонцеватые

Полупустынная	Бурые полупустынные почвы	Кратковременно промерзающие Теплые промерзающие Умеренно теплые длительно промерзающие	Обычные слабодифференцированные солончаковатые солонцеватые гипсоносные	По степени солонцеватости, солончаковатости, карбонатности, каменистости и др.
Пустынная	Серо-бурые пустынные почвы	Очень теплые промерзающие, Субтропические кратковременно промерзающие, Субтропические жаркие непромерзающие	Обычные обычные гипсоносные солончаковые солончаковые гипсоносные такырно-солонцеватые высокогипсоносные промытые	
Влажные субтропики	Желтоземы	Ненасыщенные, Ненасыщенные оподзоленные, Слабоненасыщенные, Слабоненасыщенные оподзоленные	Обычные остаточно-карбонатные неполноразвитые галечниковые	По мощности гумусового горизонта, по степени оглеения, по степени оподзаливания

*Подтип* почв – это группа в основном типе почв, которая имеет признаки и свойства как основного, так и налагающегося почвообразовательного процесса.

*Род* почвы определяется комплексом местных особенностей: материнской породой, составом грунтовых вод, особенностями древнего почвообразования, характером вымывания тех или иных элементов, степенью развитости почвенного профиля.

*Вид* почвы определяется по степени выраженности одного или нескольких сопряженных процессов почвообразования, *разновидность* – по гранулометрическому составу верхних горизонтов, *разряд* – по материнским и подстилающим породам.

На основе классификации составлен номенклатурный список почв. Номенклатурой почв называют правила, по которым составляется название почвы. При названии почв на первое место ставят генетическую часть, на второе – гранулометрический состав верхних горизонтов почв и на последнее место – название материнской породы и ее гранулометрический состав. Номенклатурный список используется при картировании почв.

## Глава 3. ПОЧВЫ ТУНДРОВОЙ ЗОНЫ

### 3.1. Границы и площадь зоны.

Тундра занимает обширную территорию, площадь ее равна 15,6% общей площади страны. Равнинная тундра занимает 180 млн. га, горная – 165 млн. га. Тундра распространена на Кольском полуострове, полуострове Канин, Печорской низменности. Далее граница проходит к северу от Полярного круга на полуостровах Ямал, Таймыр, идет на юг до северной границы Среднесибирского плоскогорья и затем через Чукотку к Берингову проливу.

### 3.2. Условия почвообразования

**Климат** тундры характеризуется небольшим количеством тепла, избыточной увлажненностью, длительной холодной зимой и коротким прохладным летом. Средняя годовая температура колеблется от  $-0,2^{\circ}\text{C}$  на западе (Кольская провинция) до  $-9^{\circ}\text{C}$  и даже до  $-16^{\circ}\text{C}$  в азиатской части. Сумма температур выше  $10^{\circ}\text{C}$  составляет от  $0^{\circ}\text{C}$  (арктическая тундра) до  $400-600^{\circ}\text{C}$  (южная тайга и лесотундра). Продолжительность периода с температурой выше  $5^{\circ}\text{C}$  от 40 дней в северной части зоны до 100 дней в южной ее части.

В тундре в среднем за год выпадает около 300 мм осадков, на Кольском и Чукотском полуостровах – до 450 мм, в Восточной Сибири – 150-250 мм. Низкие температуры определяют слабую испаряемость и высокую влажность воздуха (75-90% летом). Наиболее континентален климат в Северо-Сибирской провинции.

Характерная почвенно-климатическая особенность зоны – многолетняя мерзлота. В короткое лето оттаивает лишь небольшой поверхностный слой мерзлой толщи, в котором и протекает почвообразование. В зависимости от климата отдельных подзон и провинций, а также от гранулометрического состава почвы, характера растительности и рельефа, глубина оттаивания колеблется от 30-80 см до 1-2 м. Наибольшее оттаивание наблюдается по долинам рек (нередко здесь отсутствует многолетняя мерзлота) и наименьшее – на болотах с торфяными почвами.

**Рельеф.** На большей части территории тундры преобладает равнинный рельеф, местами холмистый, увалистый, изобилующий замкнутыми термокарстовыми понижениями, занятыми озерами и болотами. В отдельных провинциях рельеф имеет типично горный характер (Урал, Чукотский горный массив и др.).

**Почвообразующие породы** – ледниковые, морские и аллювиальные отложения различного гранулометрического состава, часто сильно каменистые. В горах почвообразующие породы представлены преимущественно грубоскелетным элювием и делювием коренных пород.

**Растительность.** Характерная особенность тундры – отсутствие леса. Слово “тундра” на языке северных народов “безлесное пространство”.

Типичная тундра характеризуется господством мохово-лишайниковой растительности. Моховые группировки преобладают на суглинках, а лишайниковые – на грубоскелетных, каменных почвах. Здесь широко распространены также кустарничковые тундры, в растительности которых господствует черника, голубика, брусника и др. К востоку от р. Лены мохово-лишайниковую растительность заменяют осоково-пушицевые группировки. В южной тундре развиты мохово-кустарниковые тундры с хорошо выраженной ярусностью растительности.

Лесотундра, или предтундровое редколесье – самая южная часть тундры, где среди мохово-кустарниковой растительности разбросаны отдельные угнетенные, невысокие чахлые деревья или их небольшие группы – береза извилистая, несколько видов ели и лиственницы, на северо-востоке – кедровый и ольховый стланики, по речным долинам уже встречаются отдельные массивы низкорослых пойменных лесов.

### 3.3. Генезис тундровых почв

Самостоятельный генетический тип тундровых почв выделил В. В. Докучаев (1889). В классификации Н. М. Сибирцева (1900) тундровые почвы были указаны как зональные. В дальнейшем изучение природных условий и почв тундры связано с работами Д. А. Драницына (1914), А. А. Григорьева (1925), М. И. Сумгина (1927), Б. Н. Городкова (1932, 1936, 1952), Ю. А. Ливеровского (1934, 1939), Е. И. Ивановой (1936, 1962), Е. П. Цыпленкина (1937), Н. А. Караваевой (1969), В. О. Таргульяна (1971) и др.

Почвообразование в тундре протекает в условиях переувлажнения почвы и недостатка тепла и охватывает лишь сезоннооттаивающий «деятельный» слой.

Микробиологические процессы охватывают только верхнюю (20-30 см) толщу почвенного профиля.

Общие особенности почвообразования:

- медленный темп биологического круговорота веществ (бедность бактериальной флоры, замедление процессов разложения опада, слабая аэрация и т.д.);
- большая активность мерзлотных процессов, способствующих перемешиванию почвенной массы и растворов в периоды промерзания;
- замедленность процессов удаления подвижных соединений за пределы почвенной толщи благодаря криогенным миграциям, наличию в нижней части профиля мерзлотного водоупора и краткости периода активного почвообразования в годовом цикле;
- оглеение.

Растительность тундры характеризуется чрезвычайно низкой продуктивностью и малым количеством ежегодного опада. Невысокая зольность опада, малое содержание в нем оснований, особенно кальция, неблагоприятный температурный режим, слабая аэрация и бедность

бактериальной флоры определяют замедленность разложения опада и синтеза гумусовых веществ.

Поэтому для почвообразования в тундре характерно накопление заметного количества полуразложившихся растительных остатков в почве и на ее поверхности. Наряду с формированием грубогумусовых и оторфованных горизонтов важной особенностью в превращении опада является образование большого количества водорастворимых органических веществ. В составе гумусовых веществ преобладают фульвокислоты.

Переувлажнение почв, накопление в них полуразложившихся органических остатков, высокое содержание водорастворимых веществ благоприятствуют широкому развитию в почвах тундры явлений оглеения.

### 3.4. Классификация и свойства тундровых почв

Зональным типом почв в тундровой зоне являются **тундровые глеевые почвы**. В тундре, особенно в ее южной части, широко распространены также болотные, аллювиально-тундрово-дерновые и подзолистые почвы, на морских побережьях формируются засоленные почвы.

Профиль тундровых глеевых почв имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A_1-B_g-G-C$ .

$A_0$  – торфянистая подстилка.

$A_1$  – грубогумусовый горизонт, различной мощности, темно-бурый или темно-серый, влажный, густо переплетен корнями.

$B_g$  – минеральный горизонт с признаками слабого локального оглеения в виде мелких сизых и ржавых пятен на буром фоне.

$G$  – минеральный горизонт, разной степени оглеенности.

$C$  – горизонт вечной мерзлоты.

Основой разделения тундровых глеевых почв на подтипы служат степень оглеения профиля, наличие или отсутствие признаков оподзоливания, степень разложенности органогенных горизонтов. Подтипы тундровых глеевых приведены в табл. 3.2.

Таблица 3.2

Подтипы тундровых глеевых почв

Тип	Подтип
тундровые глеевые	Тундровые слабоглеевые гумусные
	Тундровые глеевые перегнойные
	Тундровые глеевые торфянистые
	Тундровые глеевые оподзоленные

*Тундровые слабоглеевые гумусные почвы.* Распространены главным образом в Северо-Сибирской провинции. Имеют следующее строение профиля:  $A_0-A_1-B_g-G-C$ .

Степень оглеения возрастает с глубиной, над мерзлотой часто формируется глеевый горизонт, но он может и отсутствовать. Общая мощность



профиля 40-60 см. Содержание гумуса в  $A_1$  5-10%, в горизонте В 1,5-3,5%. Почвы характеризуются высокой насыщенностью основаниями, реакция среды от кислой до нейтральной.

*Тундровые глеевые перегнойные почвы.* Наиболее распространены в европейской подзоне арктической тундры и на более увлажненных местообитаниях в Северо-Сибирской провинции. Профиль состоит из следующих горизонтов  $A_0-A_0A_1-G-C$ .

Общая мощность профиля 60-80 см. Содержание гумуса в  $A_0A_1$  30-60%. Реакция среды кислая или слабокислая, насыщенность основаниями 20-50%.

*Тундровые глеевые торфянистые почвы.* Приурочены главным образом к южной типичной и кустарниковой тундре (и лесотундре) европейских и Чукотско-Анадырской провинций. Профиль почв имеет следующее строение:  $A_0-T-A_1-G-C$ .

Общая мощность профиля 60-100 см. Потеря при прокаливании в торфянистом горизонте 70%. Гумуса в глеевом горизонте 1,5-6,0%. Почвы кислые, степень насыщенности основаниями низкая.

*Тундровые глеевые оподзоленные почвы.* Распространены главным образом в южной тундре и лесотундре наиболее влажных провинций – европейских и Чукотско-Анадырской. Профиль этих почв имеет признаки осветления (оподзаливания) в верхней части. Имеет следующее строение:  $A_0-A_1(A_0A_1)-A_2(A_2G)-B_g(G)-C$ .

Общая мощность профиля обычно более 1 м. Оподзоленность этих почв отчетливо выражена по распределению илистой фракции, поглощенных оснований.

По родам тундровые глеевые почвы делятся на:

- тундровые глеевые (собственные) – на суглинисто-глинистых породах;
- тундровые глеевые иллювиально-гумусовые – на супесчано-песчаных породах.

При исчезновении признаков переувлажнения и оглеения тундровые глеевые иллювиально-гумусовые почвы переходят в другой самостоятельный почвенный тип – подбуры; при усилении в них признаков оподзаливания (сплошной горизонт  $A_2$  мощностью не менее 5 см) они сменяются также другим почвенным типом – подзолами.

### **3.5. Использование почв тундры**

В зоне тундры примерно 75% территории занято оленьими пастбищами, 5% находится под лесами и кустарниками, около 10% под болотами и 10% под неудобными землями. Для сельскохозяйственного освоения наиболее благоприятны почвы легкого механического состава, так как они оттаивают на большую глубину и лучше дренированы, однако и они требуют агротехнических мероприятий, направленных на усиление биохимических процессов, улучшение воздушного, теплового и пищевого режимов почв.

Повышение плодородия почв может быть достигнуто при помощи гидротехнических мелиораций (осушение), глубокой обработке почв, применении гребневой вспашки, формировании мощного пахотного горизонта с одновременным внесением высоких доз минеральных и бактериальных удобрений. В тундре также выращивают лук, чеснок, а в некоторых районах – репу, редьку, морковь, свеклу, викоовсяные смеси на силос, турнепс и брюкву, кормовую капусту.

Большое значение в жизни людей тундры имеют лесное редколесье и кустарниковые заросли. Леса снижают силу ветра, достигающего иногда скорости 35 м/с, повышают температуру воздуха, способствуют большему прогреванию почв. Редколесья защищают сельскохозяйственные участки от холодных ветров, способствуют накоплению снега и сохранению посевов. В последнее время редколесье тундры в ряде районов входит в систему защитных лесов. Создание в подзоне лесотундры, обладающей неблагоприятными лесорастительными условиями, защитных полос будет иметь большое хозяйственное значение. Наиболее устойчивы здесь ель, лиственница и сосна, а также кустарниковые породы.

## Глава 4. ПОЧВЫ ТАЕЖНО-ЛЕСНОЙ ЗОНЫ

Таежно-лесная зона относится к умеренно-холодному (бореальному) поясу. Общая площадь зоны около 1150 млн. га, из них 64% занято равнинами и 36% приходится на горы. С севера зона ограничивается линией Мурманск – Мезень – Салехард – Игарка – Оленек – Верхоянск – Усть-Камчатск. Южная граница зоны проходит по линии Львов – Киев – Тула – Нижний Новгород – Ижевск – Екатеринбург – Тюмень – Томск – Кемерово – Горно-Алтайск – Усть-Каменогорск.

По природно-хозяйственным признакам таежно-лесную зону объединяют с северными районами лесостепной зоны. Такая объединенная зона называется нечерноземной.

### 4.1. Условия почвообразования

**Климат** таежно-лесной зоны умеренно холодный. Средняя годовая температура в европейской части изменяется от 3 до 4°C, в Восточной Сибири от –6 до –17°C и до +7,5°C на Камчатке. Количество осадков изменяется в пределах 350–700 мм в год. Больше осадков выпадает в западных районах, меньше – в восточных. Наиболее общей чертой климата таежно-лесной зоны, за исключением некоторых районов (Восточная Сибирь), является постоянство влажности воздуха летом и превышение количества осадков над испарением в 1,1-1,3 раза, что обеспечивает формирование промывного типа водного режима. Большое влияние на почвообразование и рост лесов оказывает глубина залегания вечной мерзлоты в восточной части зоны.

**Рельеф.** Европейская часть зоны расположена в пределах Русской равнины, рельеф которой в основном сформировался в четвертичный период под влиянием ледников, флювиогляциальных и речных вод. На территории европейской части встречаются невысокие возвышенности – Валдайская, Смоленская, Московская с абсолютной высотой 200-400 м. Поверхность возвышенностей сильно эродирована, пересечена долинами рек, балками и оврагами. Значительную территорию занимают Полесье, Приволжская и Среднерусская возвышенности. Западно-Сибирская равнина плоская, слабодренированная. Восточная Сибирь, наоборот, гориста.

**Почвообразующие породы** имеют различное происхождение. В европейской части страны происхождение и состав материнских пород в основном связаны с деятельностью ледников и их вод, а также рек. Это песчаные флювиогляциальные отложения Полесья и Мещерской низменности, пески Архангельской, Ленинградской, Псковской областей, республики Коми. Большая часть территории, покрытой песками, на небольшой глубине подстилается мореной более ранних оледенений или третичными и более древними отложениями различного происхождения. Возвышенные участки и водораздельные пространства покрыты моренами, покровными, а иногда и

лёссовидными суглинками. В горных районах Сибири почвы формируются на элювии и делювии коренных горных пород.

**Растительность** таежно-лесной зоны представлена лесами различного состава и продуктивности. Часть зоны занята болотами и лугами. Лесная зона делится на две подзоны: тайги и смешанных лесов.

Подзона тайги представлена преимущественно хвойными лесами из ели, пихты, сосны, лиственницы, кедра с примесью березы и осины. Под пологом хвойных лесов в сухих условиях растут лишайники; на свежих и влажных почвах – зеленые мхи, полукустарничковые ягодные растения (черника, голубика, брусника); на сырых почвах – клюква, морошка. В южной части подзоны состав лесов тайги более разнообразен, а участие лиственных пород в их составе увеличивается. В напочвенном покрове, кроме мхов, лишайников и ягодных полукустарничков встречаются злаки. Территория часто заболочена, особенно много болот в районах Западной Сибири. Южная граница подзоны тайги проходит по линии Псков – Ярославль – Нижний Новгород – Йошкар-Ола – Екатеринбург – Тюмень – Новосибирск.

В подзоне смешанных лесов происходит постепенная смена хвойных лесов лиственными. В составе насаждений часто встречаются липа, дуб, клен.

## **4.2. Подзолистые почвы**

Почвы этого типа образуются в результате развития подзолистого процесса (оподзаливания). *Подзолистый процесс* – это процесс кислотного разложения минеральной части почвы при участии органического вещества до аморфных продуктов, которые выносятся в нижележащие горизонты и грунтовые воды. Необходимыми условиями для его протекания являются:

- бедность растительного опада зольными элементами питания и азотом;
- преобладание грибного кислотообразующего разложения;
- промывной водный режим;
- древесная растительность;
- некарбонатные материнские породы.

### **4.2.1. Генезис подзолистых почв**

Название подзолистых почв происходит от русского слова «подзол», т.е. белесый, напоминающий цвет печной золы. Этот термин ввел в научную литературу В.В. Докучаев. В наиболее чистом виде подзолистый процесс протекает под пологом хвойного таежного леса с бедной травянистой растительностью или без нее.

Отмирающие части древесной и мохово-лишайниковой растительности накапливаются преимущественно на поверхности почвы в виде лесной подстилки. В результате разложения лесной подстилки появляются новые органические соединения – гуминовые кислоты, фульвокислоты,

низкомолекулярные органические кислоты (муравьиная, уксусная, лимонная и др.). Гуминовые кислоты, вступая в реакцию с минеральными солями, образуют нерастворимые соли – гуматы сероватого или черного цвета. Частично гуминовые кислоты проникают в минеральную часть почвы. Подобным образом ведут себя и фульвокислоты. Часть их может передвигаться вниз по почвенному профилю, другая часть вступает в реакцию с минеральной частью почв, образуя фульваты, которые, однако, растворимы в воде.

Под воздействием воды и кислот, поступающих из лесной подстилки в минеральную часть почвы, растворяются хлориды (например,  $KCl$ ), часть карбонатов (например,  $CaCO_3$ ,  $MgCO_3$ ). Почвенный раствор подкисляется, обуславливая обменные реакции между почвенным поглощающим комплексом и кислотами почвенного раствора. Кальций, магний, калий замещаются на ионы водорода, и почвенный поглощающий комплекс становится не насыщенным основаниями. Образующиеся соли кальция и магния с гуминовой кислотой нерастворимы в воде и остаются в верхнем слое почвы. Соединения кальция, магния, калия и других катионов с фульвокислотами растворимы в воде и перемещаются вниз по профилю почвы, т. е. происходит выщелачивание оснований. В верхнем слое минеральной части почвы под гумусовым горизонтом уменьшается количество щелочно-земельных элементов и ухудшается способность почв образовывать структуру.

Дальнейшее поступление кислот приводит к разрушению более устойчивых первичных и вторичных минералов, образованию более простых соединений. В результате образуются органо-минеральные соединения железа и алюминия, в том числе фульваты, которые в условиях промывного режима при большом количестве осадков вымываются в нижние горизонты почв. В результате минеральный горизонт почвы приобретает белесую окраску разных оттенков (белого, серого, палевого, буроватого). Этот горизонт почвы по внешнему виду напоминающий золу, назван *подзолистым*, обозначается индексом  $A_2$ . В почвоведении его, кроме того, называют *элювиальным* или *горизонтом вымывания*. Горизонт обеднен элементами питания, полуторными окислами и илистыми частицами, имеет кислую реакцию и сильную не насыщенность основаниями. Под горизонтом вымывания образуется *горизонт вмывания*, или *иллювиальный горизонт*, в котором происходит накопление продуктов разрушения, в частности, гидроокислов железа, которые придают ему бурую окраску. В этом горизонте образуются вторичные глинистые минералы, здесь же задерживаются илистые частички, вымытые водой. Иллювиальный горизонт приобретает заметную уплотненность. Гидроокиси железа и марганца накапливаются в профиле почвы в виде железисто-марганцевых конкреций. В легких почвах они приурочены к иллювиальному горизонту, в тяжелых – к подзолистому. Постепенно иллювиальный горизонт переходит в материнскую породу. Часть соединений, вместе с нисходящим током воды, достигает почвенно-грунтовых вод и вымывается за пределы почвенного профиля.

## 4.2.2. Классификация подзолистых почв

Морфологический профиль почв подзолистого типа представлен системой горизонтов, причем в зависимости от подтипа, рода и вида почвы набор горизонтов и их характеристика могут существенно изменяться. Наиболее полная система горизонтов имеет следующий вид:  $A_0-A_1-A_1A_2-A_2-A_2B-B(B_1, B_2)-C$ .

$A_0$  – лесная подстилка в виде лесного войлока, полуразложившегося оторфованного слоя или слабозложившегося опада.

$A_1$  – гумусовый горизонт, от светло-серого до серого, изредка темно-серого цвета, непрочно-комковатой структуры.

$A_1A_2$  – элювиально-аккумулятивный горизонт, светло-серый, белесовато-серый, иногда с палевым оттенком, по сравнению с  $A_1$  более осветленный, неяснослоистый, реже непрочно-комковатый.

$A_2$  – подзолистый горизонт, самый осветленный в профиле, структура плитчатая, листоватая.

$A_2B$  – переходный элювиально-иллювиальный горизонт, неоднородный по цвету.

$B$  ( $B_1, B_2$ ) – иллювиальный горизонт, обычно самый плотный и самый ярко окрашенный в профиле. Красно-бурый, бурый, коричневато-бурый, структура призматическая или глыбистая. Обычно более тяжелый по гранулометрическому составу, чем подзолистый.

$C$  – материнская порода.

В пределах рассматриваемого типа выделяются следующие основные подтипы: подзолистые, глееподзолистые, дерново-подзолистые почвы и подзолы.

*Подзолистые почвы* имеют следующие горизонты:  $A_0-(A_1)-A_2-B-C$ . Гумусовый горизонт  $A_1$  встречается не всегда, его мощность не превышает 3 см. Часто под лесной подстилкой сразу залегает подзолистый горизонт  $A_2$ .

*Глееподзолистые почвы* имеют следующие горизонты:  $A_0-A_{2g}-A_2B_g-B-C$ . Характерными признаками этих почв являются отсутствие гумусового горизонта и поверхностное оглеение. Широко распространены в Архангельской области, республике Коми.

Наиболее распространены следующие роды:

- обычные;
- остаточно-карбонатные – имеют карбонаты в горизонте  $B$  или  $C$ ;
- контактно-глееватые – образуются на двучленных породах;
- иллювиально-железистые – горизонт  $B$  ярко-охристый, характерны для песчаных почв;
- иллювиально-гумусовые – образуются на песчаных породах;
- слабодифференцированные.

На виды подзолистые и глееподзолистые почвы делятся:

- по степени подзолистости: слабоподзолистые почвы, у которых  $A_2$  выражен пятнами и имеет комковатую структуру; среднеподзолистые, если  $A_2$  выражен сплошной полосой и имеет плитчатую или пластинчато-комковатую структуру;

сильнопodzолистые –  $A_2$  выражен сплошной полосой, характеризуются рассыпчато-листоватой или чешуйчатой структурой.

- по глубине опodzоливания (от нижней границы подстилки): поверхностнопodzолистые, если нижняя граница  $A_2$  находится на глубине до 5 см; мелкоподзолистые – от 6 до 20 см; неглубокоподзолистые – от 21 до 30 см; глубокоподзолистые – более 31 см.

*Дерново-подзолистые почвы* подробно рассматриваются в пункте 4.3.

*Подзолы.* Чаще всего формируются в подзоне северной тайги на песчаных, супесчаных и щебенистых хорошо водопроницаемых почвообразующих породах. Подзолы имеют следующие горизонты:  $A_0$ -( $A_1$ )- $A_2$ -В-С. Мощность горизонта  $A_1$  2-3 см, присутствие этого горизонта в профиле не является обязательным.

Среди подзолов различают следующие роды:

- иллювиально-гумусовые – горизонт В окрашен в коричневые и кофейные тона (гумуса 5-10%);
- иллювиально-железистые – горизонт В ярко-охристый, характерны для песчаных почв;
- сухоторфянистые;
- со вторым осветленным горизонтом и др.

#### 4.2.3. Состав и свойства подзолистых почв

**Гранулометрический и минералогический состав.** В гранулометрическом составе наблюдается четкая дифференциация по содержанию ила в профиле почв. Подзолистый горизонт обеднен, а иллювиальный заметно обогащен илистой фракцией. В песчаных почвах резкой дифференциации содержания ила в профиле не наблюдается.

Для минералогического состава рассматриваемых почв типично преобладание первичных минералов: кварца, полевых шпатов, слюд. Из вторичных минералов в составе илистой фракции присутствуют гидрослюды, вермикулит, минералы монтмориллонитовой группы, в небольших количествах каолинит.

**Химический состав.** Суглинистые и глинистые почвы в валовом составе содержат 70-80% оксидов кремния и 15-20% оксидов железа и алюминия. Наблюдается резкая дифференциация их содержания в профиле, связанная с подзолистым процессом: в элювиальном горизонте содержится меньше оксидов железа и алюминия, но больше оксидов кремния (остаточное накопление), по сравнению с иллювиальным горизонтом и породой. Такая дифференциация является диагностическим признаком подзолистых почв.

В почвах подзолистого типа содержится мало гумуса (от 1 до 2-4%). В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Гуминовые кислоты находятся в свободном состоянии или непрочно связаны с минеральной частью почвы. Эти почвы бедны азотом и фосфором, особенно формами, доступными растениям.

**Физико-химические свойства.** Почвы подзолистого типа характеризуются невысокой емкостью катионного обмена, которая определяется в основном гранулометрическим составом. Емкость катионного обмена песчаных почв – 2-4 мг-экв, суглинистых – 12-17 мг-экв. Наименьшей емкостью характеризуется подзолистый горизонт, наибольшей – иллювиальный. Степень насыщенности почв основаниями составляет 30-50%, поэтому реакция среды кислая –  $pH_{KCl}$  3,5-4,5;  $pH_{H_2O}$  4-5. С глубиной кислотность несколько снижается.

**Физические и водно-физические свойства** определяются гранулометрическим составом исходных пород, их сложением, выраженностью подзолистого процесса. Подзолистые почвы бесструктурные, их плотность заметно увеличивается с глубиной. Наиболее плотный и наименее пористый иллювиальный горизонт. В суглинистых почвах из-за его слабой водопроницаемости в элювиальном горизонте может создаваться временная верховодка.

### 4.3. Дерново-подзолистые почвы

Дерново-подзолистые почвы формируются в результате дернового и подзолистого процессов почвообразования. В верхней части профиля они имеют гумусовый, перегнойно-аккумулятивный горизонт, сформировавшийся под влиянием дернового процесса, ниже – подзолистый, элювиальный горизонт, образовавшийся в результате подзолистого процесса. Сущность подзолистого процесса была описана в пункте 4.2. *Дерновый процесс* – это почвообразовательный процесс, протекающий под воздействием травянистой растительности, приводящий к формированию почв с хорошо развитым гумусовым горизонтом.

#### 4.3.1. Генезис дерново-подзолистых почв

Дерновый процесс интенсивно развивается под луговой травянистой растительностью на почвах, богатых кальцием и магнием. Особенно интенсивно дерновый процесс протекает в условиях весеннего переувлажнения почв.

Под травянистыми растениями ежегодно образуется опад в форме корневых остатков и травяного войлока, который в достаточной мере гигроскопичен, то есть накапливает влагу. Кроме того, дернинные злаки формируют плотный слой дернины – поверхностный слой почвы, густо переплетенный корнями. Дернина, вследствие своей высокой плотности затрудняет доступ кислорода в почву.

Благодаря переувлажнению, плотности дернины и гигроскопичности травяного войлока затрудняется доступ кислорода в почву, способствуя развитию анаэробной микрофлоры, бактерий гниения и брожения. При анаэробном разложении органического вещества можно отметить следующие основные черты:



- неполное разложение органики;
- ее поэтапное разложение различными, сменяющими друг друга бактериями;
- формирование или синтез более устойчивых к разложению органических соединений – гуминовых кислот.

Гуминовые кислоты, взаимодействуя с двух- и трехвалентными катионами, превращаются в нерастворимые в воде коллоидные соединения – гумины, которые, коагулируя, образуют свежий активный гумус, склеивающий почвенные частицы верхнего горизонта в комочки. Постепенно почвы, на которых поселились травянистые луговые растения, обогащаются перегноем, гумусовыми веществами, а также происходит накопление кальция, магния, калия, марганца и других зольных элементов. Особенно быстро такой процесс происходит на влажных карбонатных материнских породах, образуя луговые почвы с аккумулятивным гумусовым горизонтом черного цвета.

Дерновый процесс может протекать и на подзолистых почвах при поселении травянистых дернинных трав под пологом светолюбивых древесных пород, например березы. Распространение луговых трав сравнительно быстро происходит на лесных вырубках и прогалинах. В этих случаях верхняя часть подзолистых горизонтов почв обогащается перегноем и приобретает светло-серый, буровато-серый или серый цвета, свидетельствующие об аккумуляции в нем органических веществ и гумуса. Горизонт аккумуляции гумуса получил название дернового, или перегнойно-аккумулятивного, и обозначается индексом А или А<sub>1</sub>.

#### 4.3.2. Классификация дерново-подзолистых почв

Как уже говорилось раньше, подтип дерново-подзолистые почвы относится к типу подзолистых почв. В отличие от подзолистых почв у них четко обособлен горизонт А<sub>1</sub>. Профиль дерново-подзолистой почвы имеет следующее строение: А<sub>0</sub>-А<sub>1</sub>-А<sub>2</sub>-А<sub>2</sub>В-В-С.

А<sub>0</sub> – лесная подстилка, состоящая из растительных остатков разной степени разложивости, мощностью 3-5 см.

А<sub>1</sub> – дерновый, перегнойно-аккумулятивный горизонт, от светло-серого до серого, комковатый или непрочно-комковатый, рыхлый, много корней.

А<sub>2</sub> – подзолистый, наиболее осветленный, обесцвеченный в профиле бесструктурный или листоватый, пластинчатый.

А<sub>2</sub>В – переходный горизонт, неоднородный по цвету.

В – иллювиальный, красно-бурый, призматический или глыбистый. Обычно более тяжелый по гранулометрическому составу, чем подзолистый.

С – материнская порода.

Подтип дерново-подзолистых почв делится на роды так же, как и подзолистые. Дополнительно выделяют почвы со вторым гумусовым горизонтом.

На виды дерново-подзолистые почвы делятся:

- по степени выраженности, или мощности дернового и подзолистого горизонтов: дерново-слабоподзолистые почвы – подзолистый горизонт прерывист или выражен пятнами; дерново-среднеподзолистые – подзолистый горизонт сплошной, но его мощность меньше или равна гумусовому горизонту; дерново-сильноподзолистые – подзолистый горизонт сплошной, а его мощность превышает мощность дернового.
- по мощности дернового горизонта: слабодерновые –  $A_1$  до 15 см, среднедерновые –  $A_1$  от 16 до 25 см и сильнoderновые почвы – более 26 см.
- по глубине нижней границы подзолистого горизонта: поверхностно-подзолистые – менее 10 см; мелкоподзолистые – от 11 до 20 см; неглубокоподзолистые – от 21 до 30 см, глубокоподзолистые – более 31 см.

Почвенную разновидность и разряд устанавливают по механическому составу верхнего минерального горизонта почвы и названию материнской породы соответственно.

#### 4.3.3. Состав и свойства дерново-подзолистых почв

**Гранулометрический и минералогический состав.** Минералогический состав разнообразен и зависит в основном от механического состава и свойств материнских пород. В крупных фракциях механических элементов встречаются кварц, полевые шпаты, слюды и другие первичные материалы.

**Химический состав.** Дерново-подзолистые почвы бедны подвижными формами азота и фосфора. Азот содержится преимущественно в органическом веществе, при минерализации которого образуются нитратные и аммиачные формы, доступные растениям. Высокодисперсных глинистых минералов и полуторных окислов больше в иллювиальном и меньше в подзолистом горизонте. Фосфор содержится преимущественно в минеральных соединениях. Значительная часть фосфатов прочно связана с несиликатными аморфными полутораокисями и глинистыми минералами, вследствие чего их доступность растениям ограничена. Калия много в тяжелых почвах, богатых калийными минералами (слюды, гидрослюды). Содержание гумуса резко снижается с глубиной. Состав гумуса в основном фульватный.

**Физико-химические свойства.** Обменные катионы водорода и алюминия обуславливают кислую и слабокислую реакцию среды ( $pH_{КС1}$  обычно варьирует в пределах 3,3-5,5). Емкость катионного обмена в дерново-подзолистых почвах выше, чем в подзолистых, в связи с более высоким содержанием гумуса. В гумусовом слое суглинистых и глинистых почв она достигает 15-20 мг-экв, в песчаных и супесчаных – только 4-10 мг-экв на 100 г почвы. Степень насыщенности основаниями у них выше, чем у подзолистых и составляет 40-70%.

**Физические и водно-физические свойства.** Дерново-подзолистые почвы имеют более низкую плотность верхнего горизонта, они лучше оструктурены, у них выше пористость. Это связано с более высоким содержанием гумуса по сравнению с подзолистыми.

#### 4.4. Болотно-подзолистые почвы

Почвы болотно-подзолистого типа формируются в результате подзолистого и болотного процессов почвообразования, что осуществляется при временном избыточном увлажнении поверхностными или мягкими грунтовыми водами. Распространены они преимущественно среди глеево-подзолистых и подзолистых почв. В подзоне дерново-подзолистых почв такие почвы приурочены к пониженным элементам рельефа.

##### 4.4.1. Классификация и свойства болотно-подзолистых почв

Относительно устойчивое сезонное переувлажнение почвенного профиля вызывает развитие в нем процессов оглеения, что обуславливает наличие ржаво-охристых примазок, сизых оглеенных прожилок, пятен и обособленных глеевых горизонтов в сочетании с отчетливой оподзоленностью почв.

Профиль почв имеет следующее морфологическое строение:  $A_0(A_d)$ - $A_1(A_{1g})$ - $A_1A_2(A_1A_{2g})$ - $A_2(A_{2g})$ - $B(B_g)$ - $C(C_g)$ .

$A_0(A_d)$  – органогенный горизонт, представляет собой торфянистую или перегнойную темную мажущуюся массу. На влажных лугах этот горизонт иногда может отсутствовать, тогда его замещает слой плотной дернины, который может состоять из подгоризонтов.

$A_1(A_{1g})$  – гумусовый горизонт, темноокрашен, может иметь стальной оттенок, зернисто-комковатой структуры, часто слитен, иногда содержит мелкие ортштейны; в северных почвах выражен нечетко или отсутствует.

$A_1A_2(A_1A_{2g})$  – обладает сходными признаками с горизонтами  $A_1$ , отличаясь от него структурой, носящей черты некоторой слоеватости, и более светлой окраской.

$A_2(A_{2g})$  – подзолистый горизонт, со следами оглеения, светлоокрашенный, бесструктурный или плитчатый, чешуйчатый, в случае оглеенности имеет сизоватый оттенок и содержит много ортштейнов.

$B(B_g)$  – иллювиальный глееватый горизонт, имеет грязные тона окраски и ясные признаки оглеения в виде сизоватых и охристых пятен и потеков. Часто содержит ортландовые прослойки и скопления ортштейнов; при песчаном механическом составе окрашен в темно-коричневые тона и может не иметь четких признаков оглеения.

$C(C_g)$  – почвообразующая порода, при наличии грунтового увлажнения сильно оглеена и переходит в водоносный горизонт, а при отсутствии грунтового оглеения не имеет признаков оглеения. На песках оглеение выражено слабо.

По характеру увлажнения болотно-подзолистые почвы разделяются на почвы поверхностного увлажнения и почвы грунтового увлажнения. Каждая из указанных групп по характеру органогенного горизонта разделяется на три подтипа: торфянистые, дерновые и перегнойные (см. таб. 3.3).

*Торфянисто-подзолистые поверхностно-оглеенные почвы.* Развиваются на слабодренированных поверхностях, преимущественно в подзонах северной и средней тайги на породах тяжелого механического состава и двучленных отложениях под хвойными и смешанными лесами с гипново-политриховым, политриховым и политрихово-сфагновым наземным покровом.

Подтип характеризуется наличием торфянистого горизонта мощностью до 30 см, ниже залегает подзолистый оглеенный горизонт. Иллювиальный горизонт в верхней части окрашен в грязные тона. Почвообразующая порода без признаков оглеения.

Таблица 3.3

Подтипы болотно-подзолистых почв

Подтипы	
Поверхностное увлажнение	Грунтовое увлажнение
Торфянисто-подзолистые поверхностно-оглеенные	Торфянисто-подзолистые грунтово-оглеенные
Дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные	Дерново-подзолистые грунтово-оглеенные
Перегноино-подзолистые поверхностно-оглеенные	Перегноино-подзолистые грунтово-оглеенные

Реакция по всему профилю кислая. Гумусовый горизонт отсутствует. Зольность торфянистого горизонта колеблется от 10 до 60%. Без осушительных мероприятий посева часто вымокают, обработка поля затруднена.

*Дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные почвы.* Развиваются преимущественно под заболоченными лесами и влажными послелесными лугами южной тайги.

Для почв этого подтипа характерна маломощная слабооторфованная дернина, четко выраженный гумусовый горизонт. Подзолистый горизонт серовато-белесоватого цвета, плитчатой или чешуйчатой структуры с ржавыми примазками. В нижней его части, на границе с горизонтом В и вверху последнего явные следы оглеения. Реакция всего профиля кислая. Наиболее кислые верхние горизонты. Ненасыщенность основаниями редко превышает 40-60%, дифференциация профиля по содержанию ила и валовому составу очень четкая. Верхние горизонты характеризуются накоплением подвижных форм железа за счет уменьшения его валового содержания. В этом подтипе встречаются почвы со вторым гумусовым горизонтом.

*Перегноино-подзолистые поверхностно-оглеенные почвы.* Развиваются главным образом в наиболее теплых частях подзоны южной тайги, в понижениях на недренированных равнинах, сложенных породами тяжелого механического состава или на двучленных отложениях, под влажными елово-дубовыми и березово-осиновыми лесами с травянистым покровом.

Под маломощной подстилкой находится перегноинный горизонт. Подзолистый горизонт выражен четко, оглеен, прогумусирован и переходит в

оглеенный горизонт В с сизыми и охристыми пятнами. С глубиной оглеение уменьшается и глеевый горизонт сменяется неоглеенной породой.

Без осушения перегнойно-подзолистые поверхностно-оглеенные почвы использоваться в земледелии не могут.

*Торфянисто-подзолистые грунтово-оглеенные почвы.* Развиваются на слабодренированных равнинах, сложенных слоистыми песками и супесями с близким залеганием грунтовых вод, под заболоченными елово-сосновыми лесами с моховым покровом.

Характерно наличие торфянистого горизонта мощностью до 30 см. Верхняя часть профиля не оглеена или имеет следы сезонного переувлажнения. Гумусовый горизонт отсутствует, подзолистый выражен отчетливо. Горизонт В часто содержит гумус в количестве 3-8% и имеет кофейные тона. Оглеение отмечено в горизонте В, а также в С, который переходит в водоносный.

Реакция всего профиля кислая, емкость поглощения низкая (2-4 мг-экв на 100 г почвы). Зольность торфянистого горизонта 10-60%. Нижняя часть профиля осветлена, сильно переувлажнена и часто водоносна, поэтому без мелиорации эти почвы в распашку непригодны.

*Дерново-подзолистые грунтово-оглеенные почвы.* Развиваются в подзоне южной тайги в понижениях или на слабодренированных равнинах, сложенных песчаными наносами, часто за пределами почвенного профиля, подстилаемыми глинами. Формируются под заболоченными лесами или влажными послелесными лугами.

Для их профиля характерно наличие дернового горизонта, под которым залегает несколько прокрашенный гумусом серо-белесой окраски подзолистый горизонт. Ниже залегает иллювиально-гумусовый горизонт. В нижней части профиля ясное оглеение.

Реакция почв кислая, в нижних горизонтах может быть нейтральной или слабокислой. Без осушительных работ в распашку не пригодны.

*Перегнойно-подзолистые грунтово-оглеенные почвы.* Очень близки к почвам предыдущего подтипа, отличаясь от него наличием перегнойного горизонта и отсутствием дернового. Формируются в условиях более интенсивного грунтового увлажнения и под влиянием более жестких вод.

В пределах подтипов выделяют следующие роды:

- обычные;
- иллювиально-гумусовые – горизонт В имеет кофейно-коричневые тона, обусловленные накоплением гумуса;
- иллювиально-железистые – горизонт В имеет ярко-охристые тона, обусловленные накоплением несиликатных форм железа;
- оруднелые – формируются в условиях увлажнения минерализованными водами, темно-коричневой окраски, сильно обогащенный окислами железа;
- контактно-глееподзоленные – формируются в почвах на двучленных отложениях;
- со вторым гумусовым горизонтом.

На виды болотно-подзолистые почвы делятся:

- по мощности и положению в профиле глеевого горизонта: поверхностно-глееватые (слабое оглеение с поверхности, включая горизонт В<sub>1</sub>, до 40-50 см), поверхностно-глеевые (оглеение с поверхности, включая горизонт В<sub>1</sub>, до 40-50 см), профильно-глееватые (слабое оглеение с поверхности, включая горизонт ВС), профильно-глеевые (оглеение с поверхности, включая горизонт ВС), глубокоглееватые (слабое оглеение в горизонте ВС глубже 80-100 см) и глубокоглеевые (оглеение в горизонте ВС на глубине более 80-100 см);

- по мощности и оторфованности органического горизонта: подстилочные (А<sub>0</sub><10 см), торфянистые (А<sub>т</sub> – 10-20 см), торфяные (А<sub>т</sub> – 20-30 см);

- по глубине оподзоливания: мелкоподзолистые (мощность горизонтов от нижней границы торфянистого горизонта до нижней границы горизонта А<sub>2</sub> до 20 см), неглубокоподзолистые (20-30 см), глубокоподзолистые (более 30 см).

#### **4.4.2. Свойства и использование болотно-подзолистых почв**

Болотно-подзолистые почвы относятся к полугидроморфным. Они имеют кислую реакцию среды (рН<sub>КСl</sub>3-4). Для болотно-подзолистых почв характерен постепенный спад количества гумуса с глубиной, что обусловлено с его высокой подвижностью. В составе гумуса преобладают фульвокислоты, связанные с полуторными окислами. Поверхностные горизонты почв обогащены кремнеземом и обеднены полуторными окислами. Оглеенные горизонты характеризуются повышенным содержанием подвижного железа.

Без осушения болотно-подзолистые почвы освоению не подлежат. После осушения рекомендуемые мероприятия включают известкование, внесение органических и минеральных удобрений. Если болотно-подзолистые почвы залегают на небольших по площади понижениях среди дерново-подзолистых почв, то их осушение не проводят, а оставляют под естественной растительностью.

#### **4.5. Дерновые почвы**

Дерновые почвы таежно-лесной зоны образуются в результате дернового процесса почвообразования под луговой травянистой растительностью на разных почвообразующих породах, а под лесами травянистыми и мохово-травянистыми – на карбонатных породах и на породах, богатых первичными минералами. Они занимают небольшие площади, но встречаются во всех подзонах и фациях – от Калининградской и Ленинградской областей на западе до Камчатки и Курильских островов на востоке, а также в других зонах, вплоть до субтропиков.

### 4.5.1. Генезис дерновых почв

Сущность дернового процесса была подробно рассмотрена в пункте 4.3. Термин «дерновые почвы» в научную литературу был введен В.В. Докучаевым, а теория дернового процесса почвообразования разрабатывалась В.Р. Вильямсом, И.В. Тюриным и др. Помимо дерновых почв таежно-лесной зоны с развитием дернового процесса связано образование почв и в других зонах: серых лесных, черноземов, каштановых и др.

Вместе с аккумуляцией гумуса в верхних горизонтах почвы увеличивается содержание питательных веществ, улучшаются физико-химические и физические свойства и в конечном итоге формируются плодородные почвы.

Наиболее благоприятные условия для травянистой растительности в таежно-лесной зоне создаются на заливных лугах речных пойм, где дерновый процесс протекает наиболее интенсивно.

Дерновые почвы имеют следующие общие признаки и свойства:

- гумусовый горизонт хорошо выражен, имеет комковато-зернистую структуру;
- оподзоленность отсутствует или слабо выражена;
- высокое содержание гумуса;
- высокая емкость поглощения;
- слабокислая, нейтральная или щелочная реакция;
- повышенный валовой запас азота и зольных элементов питания растений.

### 4.5.2. Классификация дерновых почв

Дерновые почвы разделяют по характеру почвообразующих пород на три типа: дерново-карбонатные (рендзины), дерново-литогенные и дерново-глеевые.

**Тип дерново-карбонатные почвы.** Образуются на почвообразующих породах, содержащих значительные количества карбонатов кальция: известняки, доломиты, мраморы, мергели, карбонатные морены. Профиль дерново-карбонатных почв имеет следующее строение:  $A_0-A_1-B-C_k$ :

$A_0$  – лесная подстилка, мощностью 1-8 см, образуемая полуразложившимся или слаборазложившимся опадом, иногда – оторфованная масса.

$A_1$  – четко выраженный перегнойно-аккумулятивный горизонт, мощностью 5-40 см, темноокрашенный, зернистый или комковато-зернистый, вскипает от соляной кислоты.

$B$  – переходный к почвообразующей породе горизонт, сероватый, красноватый или бурый, зернисто-комковатый, вскипает от  $HCl$ .

$C_k$  – почвообразующая порода – элювий карбонатных пород.

В типе дерново-карбонатных почв выделяют три подтипа: дерново-карбонатные типичные, дерново-карбонатные выщелоченные и дерново-карбонатные оподзоленные.

*Дерново-карбонатные типичные почвы* формируются в тех же климатических условиях, что и почвы подзолистого типа, но обычно под более богатым растительным покровом на маломощном элювии или на карбонатных моренах. Обычно маломощные (30 см и менее). Полный профиль дерново-карбонатных почв представлен горизонтами  $A_0-A_1-(B)-C_k$ .

*Дерново-карбонатные выщелоченные почвы* формируются в отличие от дерново-карбонатных типичных на более мощной элювиально-делювиальной толще карбонатных пород. Отличаются ясно выраженным гумусовым горизонтом. Профиль их более мощный (60-100 см) и имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A_1-B-C_k$ .

*Дерново-карбонатные оподзоленные почвы.* Формируются в тех же условиях, что и предыдущие почвы. Характеризуются признаками оподзоленности, с ясно видимой кремнеземистой присыпкой в нижней части гумусового горизонта и уплотнением верхней части горизонта В. Профиль имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A_1-A_1A_2-B-C(C_k)$ .

Дерново-карбонатные почвы разделяют на роды:

- известковые – формируются на известняках и мраморах, отличаются малой мощностью профиля, значительной щебенистостью и каменистостью;
- силикатно-известковые – развиваются на мергелях, карбонатных песчаниках и глинах, а также на карбонатных моренах, характеризуются отсутствием щебенистости;
- неразвитые – это обычно маломощные или сильнощебенистые почвы.

На виды дерново-карбонатные почвы делятся:

- по содержанию гумуса: перегнойные (гумуса более 12%), многогумусные (5-12%), среднегумусные (3-5%) и малогумусные (гумуса менее 3%).
- по мощности гумусового горизонта – маломощные ( $A_1$  менее 15 см), среднемощные ( $A_1$  более 15 см).

**Тип дерново-литогенные почвы.** Формируются на хорошо дренированных участках под хвойными или хвойно-лиственными лесами, на отложениях, которые, как правило, имеют значительное содержание силикатных форм кальция и магния, на элювии пород, богатых железом. Профиль почвы имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A_1-B-C$ .

$A_0$  – лесная подстилка, мощностью до 5 см, состоит из хвои, листьев, веток, слабо затронута разложением.

$A_1$  – гумусовый горизонт, мощностью 3-15 см буровато-серый, серый или темно-серый, содержит много корней.

$B$  – переходный горизонт, уплотненный, делится на подгорizontы по степени щебенистости, оглеенности, цвету; для верхней части характерны бурые тона окраски.

$C$  – плотная, щебенистая почвообразующая порода.

Выделяют подтипы дерново-литогенных почв: дерново-литогенные насыщенные, дерново-литогенные кислые и дерново-литогенные оподзоленные.



*Дерново-литогенные насыщенные почвы.* Формируются на продуктах выветривания основных и ультраосновных массивно-кристаллических пород. Профиль имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A_1-B-C$ .

*Дерново-литогенные кислые.* Формируются в автоморфных условиях гумидных зон при промывном водном режиме под лесами с развитым травяным покровом.

*Дерново-литогенные оподзоленные.* Представляют собой переходный подтип от дерново-литогенных насыщенных почв к почвам подзолистого типа. Отличаются наличием признаков оподзоленности. Профиль почвы имеет следующее строение:  $A_0-A_1-A_1A_2-B-C$ .

Роды дерново-литогенных почв выделяют по материнским породам:

- на шунгитах;
- на основных изверженных породах;
- на сланцах;
- на пестроцветных глинах;
- на породах, богатых железом.

На виды дерново-литогенные почвы разделяются так же, как дерново-карбонатные.

**Тип дерново-глеевые почвы.** Образуются при участии сильноминерализованных, богатых кальцием (жестких) грунтовых вод. Эти почвы сохраняют признаки дерновых почв, но, кроме того, характеризуются присутствием в профиле явных признаков оглеения или даже обособленных глеевых горизонтов. Профиль почв имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A_{1(g)}-B_g-C(C_g)$ .

$A_0$  – подстилка, состоящая из лесного опада, бурого цвета.

$A_{1(g)}$  – гумусовый горизонт, темно-серого цвета, может иметь сизый оттенок – следствие оглеенности.

$B_g$  – переходный горизонт, темно-бурый, всегда оглеен, но степень оглеенности различна (в виде сизых прожилок и ржавых примазок или сплошного глеевого горизонта). Часто оглеение выражено не по всей толще горизонта, а только сверху (поверхностное увлажнение) или только в нижней части над почвообразующей породой (грунтовое увлажнение).

$C(C_g)$  – почвообразующая порода.

Выделяют подтипы дерново-глеевых почв: дерново-поверхностно глееватые, дерново-грунтово-глееватые, перегнойные поверхностно-глеевые и перегнойные грунтово-глеевые.

*Дерново-поверхностно глееватые.* Развиваются на участках с периодически повышенным увлажнением, преимущественно на карбонатных породах тяжелого механического состава. Профиль почв имеет следующее строение:  $A_0-A_{1(g)}-B_g(G)-C$ . Четко выраженный гумусовый горизонт имеет признаки оглеения. Нижняя часть профиля оглеения не имеет.

*Дерново-грунтово-глееватые.* Формируются на участках с близким залеганием жестких грунтовых вод. Характерная особенность – оглеенность нижней части профиля. В случае смешанного увлажнения признаки оглеения могут присутствовать и в поверхностных горизонтах. Профиль имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A_1-B_g-G$ .

*Перегнойные поверхностно-глеевые.* Развиваются в условиях устойчивого поверхностного увлажнения в замкнутых понижениях на породах тяжелого механического состава, содержащих карбонаты. Профиль почвы имеет следующее морфологическое строение:  $A_{\text{пргн}}-A_{1g}-B_g-C$ . Характерная особенность данных почв – присутствие на поверхности относительно мощного темноокрашенного перегнойного горизонта, значительное время находящего в переувлажненном состоянии под которым залегает гумусовый оглеенный горизонт темно-серого цвета с сизым оттенком и железисто-марганцевыми конкрециями.

*Перегнойные грунтово-глеевые.* Формируются в условиях постоянно высокого или смешанного увлажнения, на участках рельефа с близким залеганием жестких грунтовых вод. Имеют следующие горизонты:  $A_{\text{пргн}}-A_{1g}-B_g-G$ . Характерным признаком таких почв является сильное оглеение нижних горизонтов (сплошной глеевый горизонт).

Дерново-глеевые почвы делятся на следующие роды:

- насыщенные – вскипают под гумусовым горизонтом;
- оподзоленные – имеют признаки оподзаливания, проявляющиеся в появлении белесых пятен в нижней части гумусового горизонта и белесой присыпки в горизонте В.

На виды дерново-глеевые почвы делятся по содержанию гумуса: малогумусные (до 3%), среднегумусные (3-5%), многогумусные (5-12%) и перегнойные (более 12%).

Почвенную разновидность и разряд устанавливают по механическому составу верхнего горизонта почвы и названию материнской породы.

### 4.5.3. Состав и свойства дерновых почв

**Гранулометрический и минералогический состав.** В гранулометрическом составе наблюдается слабая дифференциация по содержанию ила в профиле почв.

**Химический состав.** Дерновые почвы отличаются высоким содержанием гумуса (дерново-карбонатные 5-22%, дерново-литогенные 2-9%, дерново-глеевые 10-15%), в составе преобладают гуминовые кислоты, связанные с кальцием. Профиль почв по валовому составу дифференцирован слабо.

Дерново-глеевые почвы характеризуются присутствием в оглеенных горизонтах закисных форм железа.

**Физико-химические свойства.** Дерново-карбонатные почвы характеризуются нейтральной реакцией в верхних горизонтах и слабощелочной в нижних, высокой степенью насыщенности основаниями и высокой емкостью обмена.

Дерново-литогенные почвы характеризуются реакцией, близкой к нейтральной, высокой насыщенностью почв основаниями.

Дерново-глеевые почвы характеризуются нейтральной или слабокислой реакцией в верхних горизонтах и слабощелочной в нижних, низкой степенью насыщенности основаниями (10-30%).

**Физические и водно-физические свойства.** Дерново-карбонатные почвы отличаются маломощностью, щебенистостью и как следствие неустойчивым водным режимом.

Дерново-глеевые почвы вследствие близкого залегания грунтовых вод имеют неблагоприятный водный режим.

#### **4.6. Использование и лесорастительные свойства почв таежно-лесной зоны**

В таежно-лесной зоне сосредоточены основные массивы сельскохозяйственных угодий, лесов и земель, пригодных для дальнейшего развития земледелия и животноводства. На почвах зоны выращивается около 150 различных зерновых, кормовых, овощных и технических культур, в том числе пшеница, овес, рожь, ячмень, кукуруза, картофель.

Лесорастительные свойства почв определяются в значительной мере климатическими условиями, с которыми тесно связаны свойства почв и прежде всего их естественное плодородие. Наибольшим плодородием обладают дерново-подзолистые и дерновые хорошо дренированные почвы, на которых естественные насаждения имеют хороший рост и большой запас древесины.

Огромное влияние на лесорастительные свойства почв таежно-лесной зоны оказывают уровень грунтовых вод, глубина залегания глея, глубина залегания суглинков, подстилающих пески. Лесорастительные свойства почв в значительной степени зависят от количества элементов питания и влаги в корнеобитаемом слое почвы. Обычно они меняются в зависимости от типа, вида и механического состава почвы.

В северной тайге важнейшим фактором, снижающим продуктивность насаждений, является избыточное увлажнение, в Восточной Сибири – слой вечной мерзлоты. Даже лучшие лесные почвы обычно имеют кислую реакцию, нередко обеднены доступными растениям формами азота, фосфора и калия. Поэтому при выращивании леса необходима разработка мер по повышению плодородия почв с целью получения большего количества древесины и продуктов леса с единицы площади.

Для повышения плодородия почв необходима их правильная обработка. При обработке почвы следует создавать мощный пахотный горизонт, для чего вспашку нужно производить на глубину 30-35 см; на переувлажненных почвах рекомендуется применять вспашку всвал, гребневую и плантажную для создания микроповышений. На заболоченных площадях проводят специальную осушительную сеть каналов. Большой эффект, особенно в питомниках, получается при применении удобрений и известковании кислых почв. Известкование почв целесообразно проводить не только в питомниках, но и под лесными культурами.

Для повышения плодородия лесных почв вносят органические удобрения; в качестве удобрений можно использовать торф низинных болот. Древесные породы, особенно хвойные, хорошо реагируют на внесение минеральных удобрений. Для лиственных пород доза удобрений на 20-30% выше, чем для хвойных. Дозы удобрений зависят от степени обеспеченности почв подвижными соединениями. На дерново-подзолистых почвах большой эффект имеет внесение азотных удобрений. В настоящее время удобрения дают хороший эффект при внесении их в приспевающие насаждения, причем, как показывают опыты, наибольший эффект получается от внесения 120-150 кг/га азотных удобрений, которые через 2-3 года повышают ежегодный прирост примерно в 2 раза.

Кроме минеральных и органических удобрений, применяют и бактериальные (фосфо- и азотобактерин). В небольших количествах вносят микроэлементы (кобальт, медь, бор, марганец, цинк и др.).

Плодородие почв можно повышать и путем создания смешанных насаждений. В этом случае целесообразно одновременно выращивать хвойные и лиственные породы, так как опад последних богат кальцием, магнием, серой, фосфором.

При уходе за лесом следует вырубать больные и отставшие в росте деревья. Поверхность почвы при этом осветляется, ускоряется разложение лесной подстилки, и круговорот веществ в лесу становится более интенсивным. Положительный эффект дают также рыхление лесной подстилки и перемешивание ее с минеральной частью почвы, посев люпина, обогащающего почву азотом, создание микроповышений из порубочных остатков на переувлажненных почвах.

## Глава 5. БОЛОТНЫЕ ПОЧВЫ

Большая часть болотных почв сосредоточена в таежно-лесной и тундровой зонах. В европейской части России болота широко распространены в Карелии, республике Коми, а также на территории Мурманской, Ленинградской, Архангельской, Вологодской областей. В азиатской части болота занимают огромные территории в Западной Сибири и на Дальнем Востоке.

### 5.1. Генезис болотных почв

Условия образования болотных почв и болот различны, но всегда связаны с поверхностным или грунтовым переувлажнением, которое может возникать при близком залегании грунтовых вод, накоплении воды на поверхности бессточных понижений, зарастании растительностью прудов и озер.

По характеру водного питания и обеспеченности элементами минерального питания болота делятся на верховые (олиготрофные), переходные (мезотрофные) и низинные (эутрофные).

*Верховые болота* образуются на водоразделах и верхних террасах речных долин, имеют в основном атмосферный режим увлажнения. Характеризуются бедностью элементов минерального питания растений, кислой реакцией среды, преимущественным развитием сфагновых мхов.

*Переходные болота* образуются путем смешанного заболачивания и имеют атмосферно-грунтовой тип питания. Растительный покров таких болот характеризуется сочетанием «низинных» и «верховых» растений.

*Низинные болота* располагаются чаще всего в долинах и поймах рек, озерных котловинах и др. Их питают грунтовые и поверхностные воды, содержащие много питательных элементов, поэтому такие болота обладают высоким потенциальным плодородием. Растительность низинных болот более богата. Среди травянистых растений встречаются различные осоки, тростник обыкновенный, вахта трехлистная, вейники, хвощовые, мытник, аир и др. Древесная растительность представлена ольхой черной, березой пушистой, елью, сосной и др. Из кустарников встречаются ивы, черемуха, рябина, а из мхов – в основном зеленые гипновые, реже – некоторые сфагновые.

Для болотообразования и формирования болотных почв характерны два сопряженных процесса – торфообразование и оглеение (глеевый процесс).

*Торфообразование* – накопление на поверхности почвы растительных остатков в результате замедленной их гумификации и минерализации в условиях избыточного увлажнения. В начальной стадии заболачивания появляются влаголюбивые автоморфные травянистые растения, которые в последующем сменяются зелеными мхами, кукушкиным мхом и, наконец, сфагнумом.

В анаэробных условиях интенсивность окислительных процессов сильно ослабляется и органические вещества до конца не минерализуются. При их разложении образуются промежуточные продукты в виде низкомолекулярных органических кислот (масляная, уксусная, молочная и др.), которые подавляют жизнедеятельность микроорганизмов, играющих основную роль в процессах превращения органических веществ в почве. Происходит накопление полуразложившихся органических веществ в виде торфа.

В образовании торфа важная роль принадлежит разнообразным почвенным микроорганизмам. Наиболее активный биохимический процесс превращения органического вещества торфа протекает в самом верхнем его слое, где создаются условия некоторой аэрации. В нижних горизонтах масса торфа существенно не изменяется.

В различных условиях заболачивания территории отмечаются свои особенности развития и смены болотной растительности. Так, при болотном процессе в понижениях, куда с почвенно-грунтовыми водами поступает значительное количество элементов питания, могут устойчиво произрастать более требовательные к питательному режиму травянистые растения-торфообразователи: осоки, пушицы, вейники, камыш и др. Заболачивание подзолистых почв на водоразделах в таежно-лесной зоне обычно начинается с поселения зеленых мхов и быстро вступает в фазу сфагнового болота.

*Оглеение.* Термины «глей» и «глееобразование» были введены в научную терминологию Г. Н. Высоцким, который впервые указал на биохимическую природу глееобразования. Под *глеем* Г. Н. Высоцкий понимал «более или менее плотную суглинистую или глинистую породу серого цвета с зеленоватым оттенком», формирующуюся в условиях длительного переувлажнения.

Г. Н. Высоцкий считал, что в процессе оглеения главную роль играет превращение окиси железа в закись с последующим ее выщелачиванием. Переход окиси железа в закись происходит под влиянием разлагающихся органических веществ в условиях затрудненного или полного прекращения доступа кислорода воздуха при участии анаэробных микроорганизмов.

Дальнейшие исследования подтвердили это положение Г. Н. Высоцкого и показали, что *оглеение* представляет собой сложный биохимический восстановительный процесс, протекающий в анаэробных условиях при обязательном наличии органического вещества, участии анаэробных микроорганизмов или продуктов их жизнедеятельности (газообразные соединения ( $H_2$ ,  $H_2S$ ), низкомолекулярные органические кислоты).

При глееобразовании происходит разрушение первичных и вторичных минералов. Кроме того, существенным превращениям подвергаются соединения элементов с переменной валентностью (Fe, Mn, S и N).

Наиболее характерная особенность глееобразования – восстановление окисного железа в закисное. Оно может происходить как в результате ферментативной деятельности микроорганизмов, так и воздействия продуктов жизнедеятельности анаэробных микроорганизмов. К таким продуктам могут

относиться газообразные соединения ( $H_2$ ,  $H_2S$ ), низкомолекулярные органические кислоты и гуминовые кислоты.

При периодически повторяющемся переувлажнении соединения железа могут находиться то в окисной, то в закисной форме в зависимости от продолжительности периода увлажнения и периода аэрации.

Первое вещество, которое образуется при восстановлении железа – двууглекислое железо  $Fe(HCO_3)_2$ , которое в природных условиях довольно хорошо растворимо в воде и при смене восстановительных условий на окислительные легко окисляется с образованием гидроокиси железа:



Ржавые и охристые пятна, примазки и другие железистые образования в слабозаболоченных почвах обусловлены соединениями гидрата окиси железа, возникающими при смене окислительно-восстановительных явлений.

При длительном и постоянном избыточном увлажнении в условиях устойчивого развития глеевого процесса ионы закисного железа вступают в реакцию с кремнеземом и глиноземом, образуя с ними, как отмечено выше, вторичные алюмо-ферросиликаты, в состав которых входит закисное железо.

Такие минералы в отличие от минералов, содержащих окисное железо, имеют сизоватую, грязно-зеленоватую или голубоватую окраску. Почвенные горизонты, в которых накапливаются эти минералы, называются глеевыми. Если избыточное увлажнение непродолжительно, то сплошной глеевый горизонт может и не образоваться, а вместо него в почвенном профиле появляются отдельные сизоватые или зеленовато-голубоватые пятна. Такие горизонты называются глееватыми.

Значительным превращениям подвергаются также соединения азота и фосфора. Превращения азота связаны с развитием денитрификации, которая приводит к быстрому исчезновению нитратных форм азота и может вызвать при длительном и устойчивом развитии восстановительных процессов значительную потерю азота из почвы.

Изменение фосфатного режима обусловлено образованием в оглеенных горизонтах фосфатов закиси железа типа вивианита, а при периодической смене восстановительных процессов окислительными – накоплением трудно-растворимых фосфатов окиси железа. При переувлажнении почв в первую очередь восстанавливаются нитраты и сульфаты и уже затем окисные соединения железа и марганца.

## **5.2. Основные типы заболачивания**

Различают два основных типа заболачивания, или болотообразования: заболачивание суши и заболачивание и заторфовывание водоемов.

### **5.2.1. Заболачивание суши**

Заболачивание суши происходит несколькими путями, всегда при застойном гидроморфном водном режиме, который создается атмосферными водами на территориях, сложенных тяжелыми слабопроницаемыми породами; при подъеме пресных (мягких) грунтовых вод на бескарбонатных, чаще легких породах, подстилаемых тяжелыми моренными, покровными или озерными отложениями; при подъеме жестких (минерализованных) грунтовых вод. На первых стадиях формируется оторфованная лесная подстилка, а в нижних горизонтах появляются признаки оглеения. Далее при заболачивании атмосферными осадками и мягкими, грунтовыми водами развиваются перегнойно-подзолистые поверхностно-глееватые почвы, которые при дальнейшем оторфовывании становятся торфянисто- и торфяно-подзолисто-глеевыми, торфяно-глеевыми и торфяными почвами верховых болот. При заболачивании жесткими грунтовыми водами создается более благоприятный питательный режим для растений, т.к. они содержат различные минеральные соединения. При таких условиях развивается разнообразная влаголюбивая травянистая растительность (осоки, злаки, тростники), из древесных и кустарниковых пород преобладают ольха черная, ивы, береза пушистая, смородина черная и др. Из-за присутствия бикарбоната кальция создается близкая к нейтральной или слабощелочная реакция среды. В этих условиях формируются дерново-глеевые почвы, которые при длительном переувлажнении превращаются в болотные низинные торфяные почвы.

Процессы заболачивания почв могут возникать после вырубki леса в связи с резким уменьшением десукции. Избыток воды способствует расселению сначала травянистых болотных растений и образованию травяных торфов, а затем поселению на них сфагновых мхов с образованием болот верхового типа.

### **5.2.2. Заболачивание и заторфовывание водоемов**

Значительная часть болот лесной зоны образовалась в результате заторфовывания водоемов. Сначала на дне озера накапливается озерный ил, преимущественно состоящий из минеральных частиц. После отмирания водорослей, животных и микроскопических организмов на дне озера образуется смесь минеральных и органических частиц – озерный сапропель. Одновременно берега озер зарастают различными растениями (осоки, камыш плавающие растения (водяные лилии, рдест) и др.) (рис 3.1).



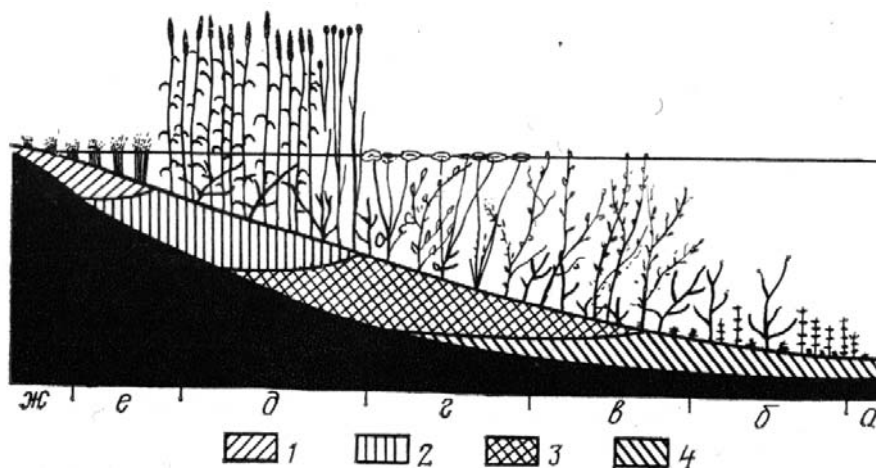


Рис. 3.1. Заболачивание в результате зарастания водоёма (по В.Н. Сукачёву)

1 – основной торф; 2 – тростниковый торф с примесью камыша; 3 – торфянистый сапропель; 4 – смешанно-водорослевый сапропель.

а – зеленые, сине-зеленые, диатомовые водоросли; б – роголистник погруженный, узколистные рдесты; в – широколиственные рдесты; г – водяные лилии; д – камыши и тростники; е – крупные осоки; ж – мелкие осоки.

Отмирая, они образуют на дне значительный слой полуразложившегося торфа. При его накоплении замедляется, а затем приостанавливается течение воды, ухудшается разложение донных органических остатков. В образовании торфяной массы участвуют и плавающие растения (трифоль, сабельник, талорез и др.). Эти растения могут образовывать довольно мощный плотный ковер-сплавину, состоящую из отмерших и живых растений. Так постепенно происходит заторфовывание водоема сверху и снизу. На поверхности торфяной толщи поселяется различная болотная растительность. При заторфовывании водоемов мощность торфяников достигает 15-20 метров и более.

### 5.3. Классификация болотных почв

Болотные почвы подразделяются на следующие типы: торфяные болотные верховые и торфяные болотные низинные почвы.

**Тип торфяные болотные верховые почвы.** Распространены преимущественно в северной и средней тайге таежно-лесной зоны европейской части России, а также на севере Западной Сибири, на Камчатке и Сахалине. Образуются главным образом на водоразделах в условиях увлажнения пресными (мягкими) атмосферными водами. Наиболее характерной растительностью верховых болотных почв являются сфагновые мхи; из полукустарников встречаются голубика, багульник, морошка и др.; древесная растительность представлена сильно угнетенными сосной, елью, березой.

Профиль торфяных болотных верховых почв имеет следующее строение: Оч-Т-Г.

Оч – сфагновый очес из неразложившихся или слаборазложившихся стебельков мха с примесью растительного опада, соломенно-желтый или светло-бурый, мощностью 10-15 см.

Т – торфяной горизонт, светло-бурый или бурый, может подразделяться на несколько подгоризонтов (Т', Т'', Т''') в зависимости от степени разложения торфа.

Г – глеевый горизонт, мокрый, верхняя часть в глинистых и суглинистых почвах обычно прокрашена потечным гумусом в сизовато-серые и темно-серые тона, нижняя имеет зеленовато-оливковые и голубовато-сизые тона. На песках верхняя часть глеевого горизонта окрашена коричневым или ржаво-коричневым цветом, нижняя – голубовато-светло-серая.

По степени развития процесса почвообразования различают два подтипа болотных верховых почв – болотные верховые торфяно-глеевые и болотные верховые торфяные почвы.

*Болотные верховые торфяно-глеевые почвы.* Формируются в пониженных частях водоразделов, по окраинам верховых болот, на борových песчаных террасах и зандровых равнинах. Мощность торфяных горизонтов менее 50 см. Профиль почв имеет следующее морфологическое строение: Оч-Т (Т', Т'', Т''') -Г.

*Болотные верховые торфяные почвы.* Мощность торфяных горизонтов более 50 см. Занимают центральные части верховых торфяных болот на водораздельных равнинах и песчаных террасах таежно-лесной зоны под специфической олиготрофной растительностью (сфагновые мхи, угнетенная сосна, пушица, полкустарники). Профиль болотных верховых торфяных почв слабо дифференцирован на горизонты, имеет следующее морфологическое строение: Оч-Т (Т', Т'', Т''') -Г.

Тип торфяные болотные верховые почвы делятся на следующие роды:

- обычные – органогенный горизонт (или весь профиль) состоит из сфагнового торфа;
- переходные – остаточно-низинные засфагненные;
- гумусово-железистые – характерны для торфяно-глеевых почв, развивающихся на песках.

На виды торфяные болотные верховые почвы делятся:

- по мощности органогенного горизонта в торфяной залежи: торфянисто-глеевые маломощные – мощность торфа 20-30 см, торфяно-глеевые – 31-50 см, торфяные на мелких торфах – 51-100 см, торфяные на средних торфах – 101-200 см, торфяные на глубоких торфах – более 200 см;
- по степени разложения торфа в верхней толще (30-50 см): торфяные – степень разложения торфа менее 25%, перегнойно-торфяные – 25-45%.

**Тип торфяные болотные низинные почвы.** Формируются в глубоких понижениях рельефа на водоразделах, в понижениях речных террас, и на склонах в таежно-лесной и лесостепной зонах при избыточном увлажнении минерализованными грунтовыми водами. Наиболее характерной растительностью низинных болотных почв являются осоки, тростники, гипновые мхи, ольха, ива, береза и др.

Профиль торфяных болотных низинных почв имеет следующее строение: Т-А<sub>1g</sub>-Г.

T – торфяной горизонт, может подразделяться на несколько подгоризонтов (T', T'', T''') в зависимости от степени разложения торфа, бурый, темно-бурый или коричнево-бурый, в верхней части густо переплетен корнями.

A<sub>1g</sub> – гумусовый оглеенный горизонт, грязно-серый или сизовато-темно-серый, насыщен водой, по ходам корней много ржавых полос, пятен и примазок.

G – минеральный глеевый горизонт, сизый, голубовато-сизо-серый, мокрый.

По степени развития процесса почвообразования различают четыре подтипа болотных низинных почв – болотные низинные обедненные торфяно-глеевые, болотные низинные (типичные) торфяно-глеевые почвы, болотные низинные обедненные торфяные, болотные низинные (типичные) торфяные почвы.

*Болотные низинные обедненные торфяно-глеевые почвы.*

Распространены в краевой части болотных массивов, занимают небольшие депрессии между ледниковыми грядами, холмами и увалами на водоразделах северной и средней тайги. Профиль болотных низинных обедненных торфяно-глеевых почв имеет следующее строение: T (T', T'', T''')-A<sub>1g</sub>-G.

*Болотные низинные (типичные) торфяно-глеевые почвы* распространены по окраинам низинных болотных массивов, в депрессиях на водоразделах и террасах рек, преимущественно в южной тайге и в лесостепи. Формируются при избыточном увлажнении минерализованными слабозастойными или проточными грунтовыми водами. Профиль болотных низинных (типичных) торфяно-глеевых почв имеет следующее строение: T (T', T'', T''')-A<sub>1g</sub>-G.

*Болотные низинные обедненные торфяные почвы.* Формируются на безлесных болотах с растительным покровом из осок, вахты, сабельника и низинных видов сфагновых мхов или под елово-сосновыми разреженными лесами низкого бонитета с участием березы. Распространены в северной и средней подзонах тайги на широких речных террасах, иногда в глубоких депрессиях водораздельных равнин, где имеется подток слабоминерализованных вод. Профиль болотных низинных обедненных торфяных почв имеет следующее строение: T (T', T'', T''').

*Болотные низинные (типичные) торфяные почвы.* Распространены в центральных частях низинных болотных массивов водораздельных равнин и речных террас южной тайги и лесостепи. Профиль болотных низинных (типичных) торфяных почв имеет следующее строение: T (T', T'', T''').

Тип торфяные болотные низинные почвы делятся на следующие роды:

- обычные – нормально зольные (остальные роды – многозольные);
- карбонатные – содержат от 5 до 20-30% карбонатов кальция, на глубине 60-80 см имеют горизонт с выцветами карбонатов. Органический горизонт часто приобретает перегнойный характер;
- солончаковые – содержат водорастворимые соли (от 0,3 до 2,0%), распространены в речных долинах южной тайги и лесостепи;
- сульфатнокислые – встречаются вблизи выходов пород, содержащих пирит. Отличаются крайне кислой реакцией;
- оруднелые – содержат значительные количества Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;
- заиленные – верхняя часть профиля обогащена минеральными частицами;

На виды торфяные болотные низинные почвы делятся:

- по мощности органогенного горизонта в торфяной залежи – аналогично делению типа болотных верховых почв;
- по степени разложения торфа в верхней толще (30-50 см): торфяные – степень разложения торфа менее 25%, перегнойно-торфяные – 25-45% и перегнойные – более 45%.

#### 5.4. Состав и свойства болотных почв

Особенности состава и свойств болотных торфяных почв определяются, прежде всего, составом и свойствами торфяных горизонтов.

Состав глеевых горизонтов в значительной степени зависит от состава пород: они обычно уплотнены, имеют неблагоприятные физические свойства, содержат подвижные формы закиси железа.

Генетическая и агрономическая оценка торфа проводится по степени его разложения, ботаническому составу, составу органических веществ, содержанию азота, зольности, реакции среды и физическим свойствам.

Степень разложения связана главным образом с интенсивностью биохимического распада растительных тканей в верхнем слое залежи. В полевых условиях степень разложения торфа можно определить глазомерно (табл. 3.4)

Таблица 3.4

Признаки различной степени разложения торфа  
(по Зиза А.А., Никонову М.Н., 1955)

Степень разложения		Основные признаки состояния торфа
%	название степени	
<15	Неразложившийся	Торфяная масса не продавливается между пальцами. Поверхность сжатого торфа шероховатая от остатков растений, которые хорошо различимы. Вода выжимается струей, как из губки, прозрачная, светлая.
15-20	Весьма слаборазложившийся	Вода выжимается частыми каплями, почти образуя струю, слабо-желтоватая
20-25	Слаборазложившийся	Вода отжимается в большом количестве, желтого цвета, растительные остатки заметны хуже
25-35	Среднеразложившийся	Масса торфа почти не продавливается в руке, остатки растительности заметны; вода отжимается частыми каплями светло-коричневого цвета, торф начинает слабо пачкать руку.
35-45	Хорошо разложившийся	Масса торфа продавливается слабо. Вода выделяется редкими каплями, коричневого цвета.
45-55	Сильноразложившийся	Масса торфа продавливается между пальцами, пачкая руку. В торфе заметны лишь некоторые растительные остатки. Вода отжимается в малом количестве, темно-коричневого цвета.
>55	Весьма сильноразложившийся	Торф продавливается между пальцами в виде грязеподобной черной массы. Вода не отжимается. Растительные остатки совершенно неразличимы.

**Химический состав.** Органическое вещество торфа составляет основную его часть. В торфе верховых болот в основном содержится целлюлоза, гемицеллюлоза, лигнин и воскосмолы, он слабогумусирован, содержание гумусовых веществ – 10-15% к массе торфа, преобладают фульвокислоты.

Торф низинных болот хорошо гумифицирован, в нем содержится 40-50% гумусовых веществ, преобладают гуминовые кислоты.

Торф болотных почв богат азотом. В верховых почвах его 0,5-2,0%, в низинных – 3-4%, но азот содержится в малорастворимых формах.

Торф верховых болот имеет низкую зольность (2-5%), у торфа низинных обедненных почв зольность составляет 5-10%, у высокозольных – 30-50%. Наиболее важными компонентами золы являются фосфор, калий и кальций. Фосфор в торфе содержится в основном в органической форме и в небольших количествах (0,1-0,4%). Все торфа бедны калием. Содержание кальция в торфе верховых болот невелико, а в торфе низинных почв в среднем 2-4% (в карбонатных родах до 30% и выше).

**Физико-химические свойства.** Реакция торфа верховых болот кислая и сильнокислая, в низинных колеблется от слабокислой до слабощелочной.

Торфа всех видов характеризуются высокой емкостью поглощения (80-90 мг-экв на 100 г у верховых, 130-200 мг-экв на 100 г у низинных). Степень насыщенности торфа верховых почв 10-30%, низинных 70-100%.

**Физические и водно-физические свойства.** Болотные почвы характеризуются низкой плотностью (верховые – 0,03-0,10 г/см<sup>3</sup>, низинные – 0,1-0,2 г/см<sup>3</sup>); высокой влагоемкостью (верховые 700-1500%, иногда до 3000%, низинные – 360-900%); слабой водопроницаемостью и низкой теплопроводностью.

## **5.5. Использование и лесорастительные свойства болотных почв**

Лесорастительные свойства болотных почв обычно очень низки из-за избыточного увлажнения, недостатка кислорода и малого количества элементов питания. Насаждения на болотных почвах часто имеют угнетенный вид и отличаются небольшой высотой и сильной изреженностью. Наиболее эффективный способ повышения лесорастительных условий торфяников – осушение. При осушении торфяников прирост деревьев увеличивается в 2-4 раза.

В настоящее время осушение болот производят на огромных площадях. На бедных торфах перед посадкой леса вносят минеральные удобрения и микроэлементы.

Торф низинных болот широко используется как органическое удобрение на подзолистых и дерново-подзолистых почвах. После разработки его тщательно проветривают для устранения избыточной влажности, усиления микробиологических процессов и окисления вредных закисных соединений.

## Глава 6. СЕРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ

Серые лесные почвы характерны для северной части лесостепной зоны. На севере они граничат с дерново-подзолистыми почвами, на юге – с черноземами.

### 6.1. Условия почвообразования

**Климат.** Характерная особенность климата лесостепной зоны – примерно равное соотношение осадков и испаряемости. Общее количество выпадающих осадков в этой зоне ниже, чем в таежно-лесной. Основная часть осадков приходится на летний период. Периодически наблюдаются засухи и суховеи. Количество осадков в западной части больше, чем в восточной, и равно примерно 500 мм; в восточной части осадков выпадает 320-350 мм в год. Средняя годовая температура на западе составляет 7°C, на востоке 4-5°C. Продолжительность вегетационного периода также различна: на западе 180, на востоке 120 дней. В связи с тем, что континентальность климата лесостепной зоны увеличивается с запада на восток, уменьшается общая обеспеченность теплом, зима становится холодной, вегетационный период короче.

**Рельеф** лесостепной зоны неровный, волнистый, расчлененный оврагами и балками. Для лесостепи очень характерны блюдцеобразные понижения. Лесостепь захватывает значительную часть Среднерусской, Приволжской возвышенностей с абсолютными отметками высот до 350-400 м.

**Почвообразующие породы** лесостепной зоны разнообразны, однако чаще всего ими являются покровные и лессовидные суглинки, реже – морены (Среднерусская провинция). В долинах рек распространены древнеаллювиальные отложения. В отдельных районах (Приволжская возвышенность) почвообразующими породами являются элювиально-делювиальные продукты выветривания коренных пород пермского, юрского, мелового и третичного периодов.

**Растительность.** Растительность лесостепи неодинакова. До освоения лесостепь состояла из травянистых лесов, чередующихся с луговыми степями. Для европейской лесостепи характерны широколиственные леса. В лесостепной зоне Западной Сибири из-за континентальности климата, малого количества тепла и осадков чаще встречаются березовые леса. Они не образуют сплошных массивов, а растут колками, в составе которых участвуют березы бородавчатая и пушистая, ивы. На территории всей зоны на песчаных террасах рек часто произрастают сосновые боры. Леса зоны долгое время интенсивно вырубались, и поэтому площадь их сократилась почти в 2,5 раза.

### 6.2. Генезис серых лесных почв

Серые лесные почвы по совокупности морфологических признаков и свойств занимают переходное положение от дерново-подзолистых почв таежно-лесной зоны к черноземам лесостепи.

Происхождение серых лесных почв до сих пор окончательно не выяснено. Изучение генезиса серых лесных почв связано с именами В.В. Докучаева, С.И. Коржинского, И.В. Тюрина, В.Р. Вильямса, В.И. Талиева и др.

Основоположник почвоведения В. В. Докучаев впервые выделил серые лесные почвы в самостоятельный тип, сформировавшийся под широколиственными лесами.

В.Р. Вильямс рассматривал образование серых лесных почв как результат ослабления процессов оподзаливания и усиления дернового процесса почвообразования, поскольку в лесостепной зоне для этого складываются благоприятные условия.

В зоне лесостепи подзолистый процесс протекает в более слабой форме, чем в таежно-лесной зоне, а для дернового процесса создаются лучшие условия. Под пологом широколиственных пород бурно развиваются травянистые растения, требовательные к элементам питания. Широколиственные породы по сравнению с хвойными потребляют в 2-2,5 раза больше кальция, в 3-4 раза больше магния и примерно в 6-7 раз больше кремнезема. Поскольку количество осадков в лесостепи примерно равно испарению, создаются условия для лучшего развития аэробных микроорганизмов и особенно бактерий, минерализующих органическое вещество почвы. Образуются более сложные гумусовые вещества с большим содержанием гуминовых кислот. Значительная часть этих кислот нейтрализуется основаниями опада, поэтому процессы разрушения почвенных минералов выражены слабее, чем в таежно-лесной зоне.

Накопление гумусовых веществ усиливается под пологом широколиственных лесов, а оподзаливание ослабляется большим количеством оснований, имеющихся как в органическом веществе лесных подстилок и почв, так и в материнской горной породе. Количество перегноя в серых лесных почвах по сравнению с дерново-подзолистыми увеличивается, что способствует формированию водопрочной комковатой или зернистой структуры, характерной для серых лесных почв. Процессы оподзаливания, обусловленные вымыванием полуторных окислов в нижние горизонты почв, приводят к образованию кремнеземистой присыпки в элювиальном горизонте и накоплению полуторных соединений железа в иллювиальном.

### 6.3. Классификация серых лесных почв

**Тип серые лесные почвы.** Профиль серых лесных почв выглядит следующим образом:  $A_0-A_1-A_1A_2-A_2B-B-C$ .

$A_0$  – лесная подстилка, мощностью до 5 см, состоящая из листьев и остатков травянистых растений разной степени разложения.

$A_1$  – гумусовый горизонт, окраска меняется в зависимости от подтипа от светло-серой до темно-серой, зернистый или комковатый, рыхлый, часто сыпучий, содержит много живых корней растений.

$A_1A_2$  – переходный гумусово-элювиальный горизонт, серовато-белесоватый или серовато-буроватый, плитчатый, комковато- плитчатый, характерна обильная кремнеземистая присыпка по всему горизонту.

$A_2B$  – переходный элювиально-иллювиальный горизонт, неоднородно окрашен, на буром или темно-буром фоне белесые пятна, языки и присыпка, ореховатой ил

комковато-ореховатой структуры, иногда не имеет признаков оподзоленности и выделяется как переходный АВ.

В – иллювиальный горизонт, бурый, ореховатый или ореховато-призматический, структурные отдельности покрыты глянцевыми корочками органо-минеральных соединений.

С – материнская порода.

Тип серых лесных почв подразделяются на три подтипа: светло-серые лесные, серые лесные и темно-серые лесные.

*Светло-серые лесные почвы.* Выделяются среди серых лесных почв наибольшей оподзоленностью и наименьшей мощностью гумусового горизонта. Характеризуются светло-серой окраской гумусового горизонта, резко выраженным очень плотным иллювиальным горизонтом ореховатой или мелкопризматической структуры и обильной белесой присыпкой по всему профилю. По морфологическим признакам и свойствам они близки к дерново-подзолистым почвам. Профиль почв имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A_1-A_1A_2-A_2B-B-C$ .

*Серые лесные почвы.* В отличие от светло-серых лесных почв характеризуются большей аккумуляцией гумуса, менее резким убыванием его с глубиной и увеличением в его составе содержания гуминовых кислот, меньшей степенью элювиально-иллювиальной дифференциации профиля, а следовательно, и менее уплотненным иллювиальным горизонтом. Морфологически отличаются от них более темными горизонтами  $A_1$ . Профиль почв имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A_1-A_1A_2(A_2B)-B-C$ .

*Темно-серые лесные почвы.* По своим признакам и свойствам близки к черноземам. В их профиле не всегда присутствует горизонт  $A_1A_2$ , а в горизонте, переходном от гумусового к иллювиальному, преобладают черты гумусового. Профиль почв имеет следующее морфологическое строение:  $A_0-A-AB-B_1-B_2-C$ .

По родам выделяют следующие почвы:

- обычные;
- остаточнокарбонатные, вскипающие в нижней части иллювиального горизонта;
- контактно-луговатые, сформированные на двучленных наносах, на контакте присутствует устойчиво переувлажненная полоса, иногда с признаками оглеения;
- со вторым гумусовым горизонтом – имеют более темную окраску в нижней части гумусовых горизонтов;
- пестроцветные – развиты на коренных пестроцветных толщах и пестроцветных корах выветривания.

Виды почв устанавливают:

- по мощности гумусового горизонта: маломощные – менее 20 см, среднемощные от 21 до 40 см, мощные – более 40 см;
- по глубине вскипания: высоковскипающие, если вскипают выше 100 см, и глубоковскипающие, если вскипание наблюдается ниже 100 см.

Почвенные разности выделяют по механическому составу верхних горизонтов, а разряды – по материнским породам.

**Тип серые лесные глеевые почвы.** Этот тип встречается среди массивов серых лесных почв, на участках с повышенным увлажнением. Для таких



участков территорий характерен застой поверхностных вод или близкое залегание грунтовых.

В строении профиля серые лесные глеевые почвы имеют много общего с серыми лесными почвами, отличаясь от них признаками переувлажнения и оглеения, в виде охристых и сизоватых пятен, железисто-марганцевых конкреций и примазок. Характеризуются увеличением мощности гумусового горизонта с большим содержанием в нем гумуса.

Профиль серых лесных глеевых почв имеет следующее строение:  $A_0-A_1-AB(A_2B)-B(B_g)-BC_g-C_g$ .

Разделяются на подтипы: серые лесные поверхностно-глееватые почвы, серые лесные грунтово-глееватые почвы и серые лесные грунтово-глеевые почвы.

Выделяют следующие роды серых лесных глеевых почв:

- обычные;
- контактно-глеевые – развиваются на неоднородных, обычно двучленных породах;
- слабодифференцированные – песчаные;
- осолоделые – с более выраженной кремнеземистой присыпкой и более высоким залеганием карбонатов;
- со вторым гумусовым горизонтом;
- слитые – формируются на иловато-глинистых отложениях.

На виды серые лесные глеевые почвы подразделяются по содержанию гумуса на малогумусные (менее 3%), среднегумусные (3-5%) и многогумусные (более 5%).

#### **6.4. Состав и свойства серых лесных почв**

**Гранулометрический и минералогический состав.** В гранулометрическом составе наблюдается четкая элювиально-иллювиальная дифференциация по илу и полуторным окислам. Особенно это заметно у светло-серых лесных почв, меньше у темно-серых.

Минералогический состав илистой фракции представлен соединениями  $SiO_2$ ,  $R_2O_3$  и глинистыми минералами – гидрослюдами, вермикулитом, монтмориллонитом.

**Химический состав.** Верхние горизонты серых лесных почв обеднены полутораокисями и обогащены кремнекислотой. Эта закономерность изменения валового состава по профилю серых лесных почв указывает на заметную оподзоленность. Наиболее четко она выражена у светло-серых почв и наименее у темно-серых.

Содержание гумуса в серых лесных почвах увеличивается с севера на юг и с запада на восток. По сравнению с дерново-подзолистыми почвами в составе гумуса преобладает группа гуминовых кислот, особенно фракция, связанная с кальцием.

**Физико-химические свойства.** Серые лесные почвы характеризуются:

- устойчиво кислой (или слабокислой) реакцией с некоторым увеличением кислотности в иллювиальном горизонте и снижением ее в нижних частях профиля;

- слабой насыщенностью поглощающего комплекса;
- характерным изменением емкости поглощения по профилю с высоким содержанием обменных катионов в гумусовом и иллювиальном горизонтах и ясным уменьшением его в горизонте  $A_1A_2$ .

**Физические и водно-физические свойства.** В серых лесных почвах, в связи с уменьшением содержания гумуса вниз по профилю, увеличивается плотность твердой фазы. Наименьшая плотность у темно-серых лесных почв, благодаря их лучшей оструктуренности и большей гумусированности.

Неблагоприятные физические свойства светло-серых почв определяют их заметно худшую водопроницаемость по сравнению с другими подтипами. Благодаря лучшим физическим свойствам темно-серые лесные почвы характеризуются большей влагоемкостью и большим содержанием доступной для растений влаги.

## **6.5. Использование и лесорастительные свойства серых лесных почв**

Зона серых лесных почв относится к наиболее освоенным и важнейшим районам сельского хозяйства. На этих почвах выращивают пшеницу, сахарную свеклу, кукурузу, картофель, лен, подсолнечник бахчевые и многие другие культуры.

Для повышения плодородия светло-серых и серых лесных почв производят их известкование, вносят азотные, фосфорные и калийные удобрения. Особое внимание необходимо уделять окультуриванию почв – формированию мощного пахотного горизонта путем глубокой обработки, известкованием и внесением органических удобрений. На темно-серых почвах особое внимание уделяется снегозадержанию и борьбе с водной эрозией почв, для чего создают приовражные, прибалочные и полевые защитные полосы, устраивают водозадерживающие валы, применяют специальные системы обработки почвы и т.д.

Неоднородны и лесорастительные условия почв. На светло-серых лесных почвах наилучшие лесорастительные условия складываются для хвойных и мелколиственных пород; широколиственные породы, особенно дуб, имеют здесь более низкую продуктивность. Серые и темно-серые лесные почвы более плодородны и обладают очень высоким лесорастительным эффектом. На них сформировались лучшие дубравы страны: Шипов лес, Теллермановская роща.

Продуктивность насаждений на серых лесных почвах в значительной степени зависит от механического состава почв. На легких по механическому составу почвах растут высокопродуктивные сосняки, на очень сухих песчаных почвах их продуктивность резко снижается. На суглинистых почвах практически растут все древесные породы лесостепной зоны. Глинистые почвы наиболее продуктивны под широколиственными лесами с преобладанием дуба.

Продуктивность лесов лесостепной зоны можно повысить путем правильного выбора древесных пород, биология которых наилучшим образом соответствует свойствам почв.

## Глава 7. ЧЕРНОЗЕМНЫЕ ПОЧВЫ ЛЕСОСТЕПНОЙ И СТЕПНОЙ ЗОН

Черноземные почвы – одни из самых плодородных почв мира. России принадлежит 50% от площади, занятой черноземными почвам во всем мире.

Черноземные почвы распространены в лесостепной и степной зонах. Северная граница черноземов проходит по линии Луцк – Ровно – Житомир – Киев – Чернигов – Курск – Орел – Пенза – Самара – Челябинск. Южная граница зоны проходит примерно по линии Одесса – Херсон – Мелитополь – Ростов на Дону – Камышин – Саратов – Вольск – Оренбург – Семипалатинск. В Сибири она идет, прерываясь, по 56 и 57 параллели, почти до Байкала.

### 7.1. Условия почвообразования

**Климат** зоны развития черноземных почв характеризуется теплым, довольно сухим летом и умеренно холодной зимой, суровость которой нарастает с запада на восток. В том же направлении увеличивается континентальность климата. Средняя годовая температура на западе и юге страны +10°C, на востоке – около 0°C. Продолжительность теплого периода на западе составляет 140-180 дней, на востоке – 100-140 дней. Больше всего осадков выпадает на западе и в Предкавказье (500-600 мм), в Поволжье количество осадков уменьшается до 350-400 мм, в Западной Сибири и Казахстане – до 300-350 мм. Максимальное количество осадков выпадает в первую половину лета. Максимальный запас влаги в почве наблюдается весной и первую половину лета. Однако общий дефицит влаги приводит к формированию в данной зоне непромывного типа водного режима.

**Рельеф** европейской части территории преимущественно равнинный. Среднерусская и Приволжская возвышенности характеризуются расчлененным рельефом с густой овражно-балочной сетью. В степной зоне среди плоских водоразделов встречаются различные мелкие блюдцеобразные понижения – западины, поды, лиманы.

**Почвообразующими породами** служат чаще всего лёссы и лёссовидные суглинки различного происхождения, встречаются суглинки и глины аллювиального и делювиального происхождения.

Главная особенность почвообразующих пород – наличие в них карбонатов кальция. В Западной Сибири и в Южно-Русской провинции встречаются засоленные породы.

**Растительность.** Естественная растительность черноземов из-за их распаханности почти отсутствует. В прошлом в лесостепи леса чередовались с луговыми степями. По водоразделам, балкам, речным поймам сохранились отдельные участки леса, которые представлены главным образом дубом, вязом, ильмом, ясенем, по песчаным террасам рек – сосной и березой.

Состав естественной травянистой растительности на протяжении зоны неодинаков. Северные луговые степи представлены степными овсами, степной

тимофеевкой, мятликом, костром, клевером, желтой люцерной, образующими сплошную дернину. В разнотравно-ковыльной степи (северная и центральная часть степи) произрастают ковыли, типчак, степной овес, шалфей, клевер. Для типчаково-ковыльных степей, кроме ковылей, типчака, житняка, осок, характерны эфемеры – крупка, бурачек, луговичный мятлик, тюльпаны, полыни. В южной зоне сплошной травяной покров во второй половине лета исчезает, выгорает из-за недостатка влаги.

## 7.2. Генезис черноземов

Современные представления о происхождении черноземных почв сложились на основании трудов В.В. Докучаева, В.Р. Вильямса, П.А. Костычева и других исследователей.

Черноземные почвы формируются под травянистой лугово-степной растительностью в условиях непромывного или периодически промывного водного режима. Ведущим почвообразовательным процессом при формировании черноземов является дерновый процесс, обуславливающий развитие мощного гумусово-аккумулятивного горизонта, накопление элементов питания растений и формирование водопрочной структуры.

Наиболее благоприятно образование гумуса при разложении опада растений протекает при щелочной реакции среды, достаточном доступе кислорода, оптимальном увлажнении, без интенсивного выщелачивания, при богатстве растительных остатков белковым азотом и основаниями.

Весной, когда в почве благоприятные температуры и достаточно влаги, происходит разложение органического вещества. Кальций опада и материнских горных пород, вступая в соединение с гуминовыми кислотами и гумусовыми веществами, образуют нерастворимые в воде соединения – гуматы кальция. В летний сухой период микробиологические процессы ослабевают. Гумусовые кислоты и гуматы под влиянием относительно высоких температур лишаются влаги, конденсируются, окисляются, приобретая более сложное строение и вместе с тем становясь менее растворимыми в воде. Осенью процессы образования гумуса усиливаются, но быстро прекращаются из-за понижения температур до весны следующего года. Зимнее охлаждение и замораживание почв также способствует накоплению гумуса, так как при низких температурах происходит денатурация гумуса. Периоды летнего иссушения и зимнего промерзания вызывают не только закрепление, но и усложнение гумусовых веществ. В составе доминируют гуминовые кислоты и гуматы кальция, обладающие клеящей способностью, что приводит к образованию водопрочной зернистой структуры.

## 7.3. Классификация черноземов

Профиль черноземов имеет следующее строение:  $A_d-A-AB-B-C$ .

$A_d$  – дернина, травяной войлок, густо пронизан корнями растений, формируется под травянистой, особенно луговой растительностью.

А – гумусовый перегнойно-аккумулятивный горизонт, однородно темноокрашенный, зернистый, рыхлый, с ходами дождевых червей и землероев, пронизан корнями растений.

АВ – гумусовый горизонт, однородно темноокрашенный, с общим побурением книзу, более светлый, чем А. Обычно имеет зернистую структуру.

В – горизонт, переходный к породе, имеет бурую (до палевой) окраску, с языками и затеками гумуса, призматическую структуру. Может подразделяться на подгоризонты В<sub>1</sub>, В<sub>2</sub>, или иллювиально-карбонатные В<sub>к</sub>.

С<sub>к</sub> – материнская порода, обычно содержит карбонаты.

В настоящее время выделяют пять подтипов черноземов: оподзоленный, выщелоченный, типичный, обыкновенный, южный.

*Оподзоленные черноземы.* Встречаются преимущественно в северной подзоне лесостепи на территориях, ранее бывших под лесом. По происхождению и свойствам они наиболее близки к темно-серым лесным почвам. Основным отличительным морфологический признак оподзоленных черноземов – наличие осветленной белесой присыпки, покрывающей структурные отдельности нижней части профиля. Для этого подтипа характерно также глубокое залегание карбонатов. Профиль имеет следующее строение: А<sub>д</sub>-А-АВ-В-(В<sub>к</sub>)-С<sub>к</sub>.

*Выщелоченные черноземы* распространены в южной части лесостепной зоны под луговой разнотравно-злаковой растительностью. Основным отличительным признаком их является вымытость карбонатов из гумусового слоя (А+АВ) и из верхней половины горизонта В, ниже которого залегает карбонатный горизонт В<sub>к</sub>. Профиль имеет следующее морфологическое строение: А<sub>д</sub>-А-АВ-В-(В<sub>к</sub>)-(В<sub>С<sub>к</sub></sub>)-С<sub>к</sub>.

*Типичные черноземы* встречаются в южной подзоне лесостепи и северной части степной зоны. Они обладают наиболее характерно выраженными признаками и чертами черноземообразования: интенсивным накоплением гумуса, азота и зольных элементов, неглубоким вымыванием карбонатов, отсутствием элювиально-иллювиальной дифференциации почвенного профиля (по илистой фракции, окислам железа и алюминия). Морфологическое строение профиля типичных черноземов: А<sub>д</sub>-А-АВ(АВ<sub>к</sub>)-В<sub>к</sub>-(В<sub>С<sub>к</sub></sub>)-С<sub>к</sub>. Вскипание карбонатов происходит в нижней части горизонта АВ. Здесь содержание карбонатов невелико, их выделения имеют форму псевдомицелия, глубже количество карбонатов возрастает, они выделяются в виде белоглазки.

*Обыкновенные черноземы* занимают северную часть степной зоны, в районах с умеренно засушливым климатом, непромывным водным режимом, под разнотравно-злаковой (ковыльной) растительностью. По строению и свойствам обыкновенные черноземы близки к типичным, но по сравнению с последними в них ослаблен процесс гумусонакопления. Профиль обыкновенных черноземов имеет следующее морфологическое строение: А<sub>д</sub>-А-АВ(АВ<sub>к</sub>)-В<sub>к</sub>-В<sub>С<sub>к</sub></sub>-С<sub>к</sub>. Вскипание наблюдается с нижней части АВ или с верхней части горизонта В<sub>к</sub>. Карбонаты в горизонте В<sub>к</sub> проявляются в форме белоглазки. На глубине 200-300 см встречаются выделения гипса.

*Южные черноземы* распространены в южной части степной зоны, непосредственно граничат с темно-каштановыми почвами. Формируются под

типчакково-ковыльной растительностью. Характеризуются ослабленным гумусонакоплением, формированием укороченного почвенного профиля, наличием гипсовых новообразований в пределах 1,5-3,0 метров. Вскипает от соляной кислоты с поверхности или с верхней части горизонта АВ. Профиль южных черноземов имеет следующее морфологическое строение: А<sub>д</sub>-А-АВ(АВ<sub>к</sub>)-В<sub>к</sub>-ВС<sub>к</sub>-С<sub>к</sub>-С<sub>с</sub>.

Подтипы черноземов подразделяются на следующие роды:

- обычные – выделяются во всех подтипах, признаки и свойства соответствуют основным характеристикам подтипа;
- слабодифференцированные – развиты на супесчаных и песчаных породах;
- глубокоовскипающие – выделяются среди типичных, обыкновенных и южных черноземов;
- бескарбонатные – вскипание и выделение карбонатов отсутствует, встречаются преимущественно среди типичных, выщелоченных и оподзоленных черноземов;
- карбонатные – при устойчивом вскипании с поверхности, данный род не выделяется в оподзоленных и выщелоченных черноземах;
- солонцеватые – в пределах гумусового слоя, имеют солонцеватый горизонт, содержащий обменный Na<sup>+</sup> более 5% от емкости;
- осолоделые – черноземы с ясно выраженной белесой присыпкой в гумусовом горизонте, потечностью гумусовой окраски, относительно высоким вскипанием от кислоты, наличием водорастворимых солей, слабощелочной реакцией;
- глубинно-глееватые – развиты на двучленных и слоистых породах, в условиях длительной сохранности глубинной вечной мерзлоты, характеризуются признаками слабой глееватости в нижних слоях почвенного профиля или материнской породы;
- слитые – сформировались на иловато-глинистых отложениях характерна исключительная плотность (слитость) горизонта В;
- неполноразвитые.

На виды черноземы подразделяются:

- по мощности гумусового слоя (А+АВ): сверхмощные (свыше 120 см), мощные (120-80 см), среднемощные (80-40 см), маломощные (40-25 см) и очень маломощные (менее 25 см);
- по содержанию гумуса различают тучные (более 9%), среднегумусные (9-6%), малогумусные (6-4%) и слабогумусированные (менее 4 %).

#### **7.4. Состав и свойства черноземов**

**Гранулометрический и минералогический состав.** Черноземы весьма разнообразны по механическому составу, что определяется составом почвообразующих пород.

Общая особенность почв черноземного типа – отсутствие заметных изменений механического состава в процессе почвообразования. Лишь в

оподзоленных черноземах и частично выщелоченных наблюдается небольшое увеличение илстой фракции вниз по профилю.

В минералогическом составе преобладают первичные минералы. Из вторичных минералов преобладают минералы монтмориллонитовой и гидрослюдистой групп.

**Химический состав.** Черноземы характеризуются высоким содержанием гумуса (табл. 3.5), аккумуляцией в гумусовом профиле элементов питания растений, иллювиальным характером распределением карбонатов и выщелоченностью почв от легкорастворимых солей.

В составе гумуса преобладает группа гуминовых кислот. Содержание гумуса сильно зависит от условий почвообразования и механического состава материнских пород. Максимальные запасы гумуса имеют глинистые и тяжелосуглинистые типичные, обыкновенные и выщелоченные черноземы.

**Физико-химические свойства.** Черноземы характеризуются высокой емкостью поглощения, насыщенностью почвенно-поглощающего комплекса основаниями, близкой к нейтральной реакцией верхних горизонтов и высокой буферностью (табл. 3.5). В составе обменных катионов главная роль принадлежит кальцию.

Таблица 3.5

Основные свойства черноземов

Свойства					
	Оподзоленные	Выщелоченные	Типичные	Обыкновенные	Южные
Мощность А+АВ, см	50-70	60-100	100-130	65-80	40-60
Гумус в А, %	5-8	6-10	7-12	6-8	4-6
ЕКО, мг-экв на 100 г	30-40	40-50	40-70	35-55	30-45
Обменные катионы	Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , H <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , H <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , Na <sup>+</sup>
V, %	80-95	80-95	более 90	100	100
pH <sub>H2O</sub> в А	5,5-6,5	6-6,5	6,5-7,0	7,0-7,5	7,0-8,0
Глубина залегание карбонатов (глубина вскипания от HCl), см	130-150	100-120	70-100	60-80	30-50

**Физические и водно-физические свойства.** Черноземы отличаются благоприятными физическими и водно-физическими свойствами: рыхлым сложением гумусового слоя, высокой влагоемкостью и хорошей водопроницаемостью.

Благодаря хорошей оструктуренности плотность черноземов невысока и колеблется в пределах 1,00-1,22 г/см<sup>3</sup>. Хорошая структурность черноземов

определяет их высокую пористость в гумусовых горизонтах (50-60%), которая постепенно уменьшается с глубиной. Для черноземов характерно благоприятное сочетание капиллярной и некапиллярной пористости.

Некапиллярная пористость может составлять 1/3 общей пористости, что обеспечивает хорошую воздухо- и водопроницаемость черноземов.

## **7.5. Использование и лесорастительные свойства черноземов**

Черноземная зона – важнейший, наиболее освоенный земледельческий район страны. По плодородию они превосходят другие почвы. На черноземах выращивают зерновые, сахарную свеклу, подсолнечник, овощные и плодовые культуры. Под лесные насаждения отводят главным образом сильноэродированные черноземы.

Большая часть зоны находится в районах недостаточного увлажнения, и повышение плодородия черноземов в значительной степени связано с накоплением влаги. Высокая распаханность территории привела к развитию водной (в северной и центральной частях) и ветровой (в южной части зоны) эрозии, вследствие чего теряется главное богатство почвы – гумус. Это приводит к необходимости проведения мер по борьбе с водной и ветровой эрозией. Эродированные почвы, обладая низким плодородием, требуют внесения удобрений. Удобрения необходимо вносить также и в некоторые подтипы черноземов, страдающие недостатком фосфора.

К основным мероприятиям по борьбе с засухой и эрозией относятся создание полевых защитных полос на водоразделах, вдоль границ полей, по берегам оврагов и балок. Лесные полосы, задерживая снег, перехватывают поверхностный сток и, переводя его внутрь почвы, способствуют лучшему увлажнению территории, а также препятствуют возникновению оврагов. В южной степи лесные полосы, ослабляя действие ветра, препятствуют развитию пыльных бурь.

Чередование полей, занятых различными культурами является одной из мер по борьбе с эрозией почв. В районах, подверженных водной эрозии применяется вспашка поперек склона. В районах пыльных бурь оставляют стерню, а почвы подвергают безотвальной вспашке или глубокому рыхлению.

Черноземные почвы, несмотря на их высокое потенциальное плодородие, хорошо реагируют на удобрения. Северные черноземы лучше отзываются на азотные удобрения, а карбонатные и солонцеватые на фосфорные из-за бедности их подвижным фосфором. Солонцеватые черноземы для нейтрализации избыточного натрия гипсуют.

При выращивании леса особое внимание уделяется ассортименту древесных пород и конструкции лесных полос. В районах оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов лесные полосы создаются из дуба, в более засушливых районах применяются засухоустойчивые древесные породы – вяз, акация, лох узколистный и др.



Лесорастительные свойства черноземов прямо связаны со степенью их увлажнения: чем суше район образования почв, тем хуже лесорастительные условия, тем сложнее подготовка почвы, тем строже подбор древесных пород.

## Глава 8. КАШТАНОВЫЕ ПОЧВЫ ЗОНЫ СУХИХ СТЕПЕЙ

Каштановые почвы распространены по побережью Черного и Азовского морей, в Ставропольском крае, Ростовской, Астраханской, Волгоградской, Саратовской, Ульяновской областях и далее идут по линии Актюбинск – Кустанай – Акмолинск – Павлодар – Семипалатинск. Отдельные массивы каштановых почв встречаются в Минусинской и Тувинской низменностях и в Забайкалье.

Ковыльно-полынные и ковыльно-типчаковые сухие степи, под которыми формируются каштановые почвы, занимают 107 млн. га или 4,8% территории страны. Около 37 млн. га занято каштановыми солонцеватыми почвами и их комплексами с солонцами.

### 8.1. Условия почвообразования

**Климат.** Каштановые почвы формируются в сухом континентальном климате с жарким летом, холодной зимой и небольшой мощностью снегового покрова. В летний период с поверхности почвы испаряется в 2-4 раза больше влаги, чем ее выпадает. В северной части зоны выпадает 300-400 мм осадков в год, в центральной – 300-350 мм, в южной – 250-300 мм. Количество осадков с запада на восток уменьшается до 200-250 мм. Средняя годовая температура в европейской части зоны 9°C, а в азиатской части 2-3°C. Безморозный период составляет 180-190 дней в европейской и 110-120 дней в азиатской частях зоны. Здесь часты суховеи, вызывающие пыльные бури и гибель растений.

**Рельеф** зоны преимущественно равнинный или слабоволнистый с отчетливо выраженным микрорельефом. Встречаются различные понижения (западины, лиманы).

**Почвообразующие породы** разнообразны. Преобладают лессовидные карбонатные суглинки, реже лессы. Встречаются морские и озерные засоленные отложения, древнеаллювиальные отложения, продукты выветривания песчаников, известняков, мергелей, элювий коренных пород, пролювиально-делювиальных отложения. Почвообразующие породы в этой зоне часто засолены.

**Растительность** зоны сравнительно бедна по составу, особенно в южной части. Среди травянистых растений преобладают ковыль, типчак, полынь, тонконог, различные эфемеры, образующие полынно-типчаковые степи. Луговая растительность проникает в зону сухих степей по долинам и поймам рек. Древесные растения в этой зоне приурочены к пониженным участкам, чаще всего к склонам и днищам балок, оврагов, поймам рек. Здесь произрастают дуб, клен татарский, осина, сосна, вяз, акация белая. Лесные насаждения развиваются на темно-каштановых и каштановых почвах. Однако леса в этой зоне имеют ограниченное распространение, преобладающим типом растительности является степная.

## 8.2. Генезис каштановых почв

В формировании каштановых почв участвуют те же процессы, что и в формировании черноземов, но протекают они в более засушливых условиях. Более изреженный растительный покров и как следствие меньшее поступление в почву растительных остатков и менее благоприятные условия их гумификации, определяют ослабленное развитие здесь дернового процесса по сравнению с черноземной зоной. Непромывной водный режим и небольшая глубина промачивания влагой ослабляют вынос солевых продуктов выветривания и почвообразования в результате чего из корнеобитаемого слоя вымываются только легкорастворимые соли, а карбонаты кальция и магния и сульфаты кальция перемещаются вниз на незначительную глубину.

Таким образом, одна из важнейших особенностей почвообразования в зоне сухих степей – наложение элементов солонцового процесса на дерновый. Степень солонцеватости возрастает с севера на юг от темно-каштановых к светло-каштановым, а степень развития дернового процесса падает.

Для зоны распространения каштановых почв характерной особенностью является высокая комплексность почвенного покрова, причиной которой являются:

- микрорельеф, обуславливающий различный характер увлажнения и солевой режим;
- пестрота в свойствах почвообразующих пород;
- деятельность землероев;
- пятнистость растительности на фоне сухого климата;
- бессточность территории.

## 8.3. Классификация каштановых почв

Профиль каштановых почв имеет следующее строение:  $A_d-A-AB-B-V_k(BC_k)-C_k$ .

$A_d$  – слабо выраженная дернина.

$A$  – гумусовый горизонт, темно-каштановый, каштановый или светло-каштановый (окраска меняется в зависимости от подтипа) с коричневато-бурым оттенком, комковатый или комковато-пылеватый.

$AB$  – гумусовый переходный горизонт, серовато-бурый, более светлый, чем  $A$ , крупнокомковатый, плотнее предыдущего.

$B$  – горизонт гумусовых затеков, неоднородный по цвету, имеет серовато-бурую окраску, с языками и затеками гумуса, комковато-призматическую структуру.

$V_k$  – иллювиально-карбонатный горизонт, буровато-желтого цвета, призматический или ореховато-призматический, плотный, карбонаты в виде белоглазки, прожилок или мучнистых скоплений.

$BC_k$  – переходный к породе горизонт, присутствует не всегда, более светлый и однородный по окраске, с редкими выделениями карбонатов, с вкраплениями гипса в виде друз, гнезд, прожилок.

$C_k$  – материнская порода.

Тип каштановые почвы подразделяется на три подтипа: темно-каштановые, каштановые и светло-каштановые.

*Темно-каштановые почвы* распространены в северной подзоне сухих степей. Профиль темно-каштановых почв имеет следующее морфологическое строение: (A<sub>д</sub>)-A-AB-B-B<sub>к</sub>(BC<sub>к</sub>)-C<sub>к</sub>.

*Каштановые почвы* распространены в средней части сухих степей. Наиболее полно и характерно выражают главные черты континентального сухостепного почвообразования, присущее всему рассматриваемому типу почв. От темно-каштановых почв отличаются более низкой гумусностью и меньшей мощностью гумусового слоя (A+AB), склонностью к образованию призмовидно-крупнокомковатой структуры в горизонтах AB и B, сильным уплотнением горизонта B<sub>к</sub>(BC<sub>к</sub>) более высоким залеганием гипса (табл. 3.6). Профиль каштановых почв имеет следующее морфологическое строение: (A<sub>д</sub>)-A-AB-B-B<sub>к</sub>(BC<sub>к</sub>)-C<sub>к</sub>.

*Светло-каштановые почвы* формируются в южной подзоне сухих степей. Отличаются небольшой мощностью гумусового слоя (A+AB), его бесструктурностью (табл. 3.6). Карбонатный горизонт залегает ближе к поверхности вследствие слабого промачивания. Присуще почти повсеместное проявление признаков солонцеватости. Профиль светло-каштановых почв имеет следующее морфологическое строение: (A<sub>д</sub>)-A-AB-B<sub>к</sub>-C<sub>к</sub>.

По родам выделяют:

- обычные – признаки и свойства соответствуют основным характеристикам подтипа;
- глубококовскипающие;
- карбонатные – повышенное содержание карбонатов с самой поверхности;
- карбонатные перерытые;
- солончаковитые – содержат более 0,25% легкорастворимых солей;
- солонцеватые – характеризуется значительно уплотненным горизонтом AB, имеющим комковато – призматическую структуру, покрытую глянцевыми буровато-коричневыми корочками;
- глубокосолонцеватые;
- остаточнo-солонцеватые – имеют четко выраженные признаки солонцеватости без заметного содержания обменного натрия.
- слитые;
- неполноразвитые с несформировавшимся почвенным профилем.

На виды каштановые почвы подразделяются:

- по мощности гумусового слоя (A+AB): мощные (A+AB более 50 см), среднемощные (30-50 см), маломощные (20-30 см) и очень маломощные (менее 20 см);
- по степени солонцеватости: несолонцеватые (содержание поглощенного натрия менее 3% от емкости поглощения), слабосолонцеватые (3-5%), среднесолонцеватые (5-10%) и сильносолонцеватые (10-15%).

Почвенные разновидности выделяют по механическому составу верхних горизонтов, а разряды – по материнским породам.

#### 8.4. Состав и свойства каштановых почв

**Гранулометрический и минералогический состав.** Для типичных каштановых почв характерно равномерное распределение илистой фракции по всему профилю. В солонцеватых разновидностях наблюдается заметное ее перемещение из верхнего горизонта в горизонт В.

В минералогическом составе преобладают минералы монтмориллонитовой и гидрослюдистой групп. В крупных фракциях находятся кварц, полевые шпаты, слюды, роговые обманки.

**Химический состав.** Для каштановых почв характерно невысокое содержание гумуса (табл. 3.6). В составе гумуса доля гуминовых кислот снижается, а фульвокислот возрастает от темно-каштановых к светло-каштановым почвам.

Содержание подвижных форм питательных элементов в каштановых почвах зависит от механического состава, степени солонцеватости и карбонатности.

**Физико-химические свойства.** В составе почвенного поглощающего комплекса каштановых почв содержатся поглощенные катионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Na}^+$ . С увеличением доли поглощенного натрия реакция среды становится более щелочной. Реакция нейтральная или слабощелочная по всему профилю (табл. 3.6).

Таблица 3.6

Основные свойства каштановых почв

Свойства			
	Темно-каштановые	Каштановые	Светло-каштановые
Мощность А+АВ, см	35-50	30-40	20-30
Гумус в А для глинистых и суглинистых, %	4-5	3-4	2-3
ЕКО, мг-экв на 100 г	30-35	20-30	15-25
$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ в А	7,2-7,3	7,2-7,5	7,2-7,5
Глубина залегание карбонатов (глубина вскипания от HCl), см	35-40	30-35	20-25

**Физические и водно-физические свойства.** Темно-каштановые почвы характеризуются удовлетворительными физическими и водно-физическими свойствами, близкими к свойствам черноземов. Менее благоприятны они у солонцеватых почв с более плотным сложением профиля. Особо плотное сложение имеют карбонатные горизонты ( $1,5-1,7 \text{ г/см}^3$ ).

Небольшое количество осадков, слабая оструктуренность и высокая плотность профиля каштановых почв не обеспечивают глубокого их

промачивания (осенью не глубже 70-100 см, в сухие годы не более 50 см). Наиболее глубокое промачивания наблюдается на легких каштановых почвах, характеризующихся лучшей водопроницаемостью.

Каштановые и особенно светло-каштановые почвы отличаются резким дефицитом влаги, что является основным лимитирующим фактором их плодородия.

## **8.5. Использование и лесорастительные свойства каштановых почв**

Почвы сухих степей используют по-разному: 37,2% территории занято пашней, где выращивают пшеницу, кукурузу, просо, подсолнечник и бахчевые культуры; 4,1% занято сенокосами и 47% пастбищами.

Засоленность почв приводит к значительной потере урожая зерновых культур. Ущерб народному хозяйству в этой зоне наносят также ветровая эрозия и пыльные бури.

Повышение плодородия каштановых почв, прежде всего, связано с влагонакоплением, орошением, гипсованием, внесением удобрений. Огромное значение имеет правильная агротехника, улучшающая свойства почв. Особое место занимает борьба с ветровой эрозией почвы путем безотвальной обработки и оставления стерни, посевов кулис высокостебельных растений, полосного земледелия и выращивания защитных лесонасаждений.

Полезащитные лесные полосы в зоне сухих степей имеют важнейшее значение. В настоящее время создано около 600 тыс. га лесных полос. Для их выращивания применяют плантажную обработку почвы и 2-летние черные пары с целью накопления влаги. На светло-каштановых солонцеватых почвах лесные полосы создаются из вяза мелколистного, акации белой, клена ясенелистного и татарского.

При выращивании в питомниках посадочного материала в почву необходимо вносить удобрения.

## Глава 9. ЗАСОЛЕННЫЕ ПОЧВЫ И СОЛОДИ

Засоленными называются почвы, содержащие в своем профиле легкорастворимые соли в токсичных для сельскохозяйственных растений количествах. К ним относятся солончаки, солончаковатые почвы и солонцы. Они широко распространены в зонах сухих и пустынных степей и пустынной зоне, встречаются также в степной, лесостепной и таежно-лесной зонах.

Наиболее широко засоленные почвы распространены в Казахстане, Западной Сибири, Среднем и Нижнем Поволжье, на юге Украины, в Средней Азии и северо-восточном Предкавказье.

### 9.1. Источники солей в почвах

Для формирования засоленных почв, в том числе солончаков, необходимо наличие двух процессов – образование свободных солей в ландшафте и накопление их в почве. Существует несколько источников образования солей, которые можно объединить в следующие группы.

1. Горные породы высвобождают соли в процессе выветривания. По данным В.А. Ковды, в мировой океан поступает до 3 млрд. т водорастворимых солей, в бессточные области континентов – до 1 млрд. т солей в год. Особенно много солей высвобождается из осадочных морских и озерных соленосных отложений.
2. Продукты извержения вулканов, содержащие хлор и серу, углекислый газ и др.
3. Эоловый перенос солей с морей и океанов, соленых озер, лагун, заливов и др.
4. Атмосферные осадки – содержание солей в них колеблется от 20-30 мг/л до 300-400 мг/л в приморских районах.
5. Почвенно-грунтовые воды в засушливых районах, как правило, засолены. При выпотном типе водного режима они становятся непосредственным источником засоления.
6. Оросительные и ирригационные почвенно-грунтовые воды часто являются источником вторичного засоления почв при орошении без удовлетворительного дренажа и при подъеме уровня грунтовых вод.
7. Растительность в аридных районах имеет мощную корневую систему, которая перекачивает соли из более глубоких слоев в верхние слои почвы.

### 9.2. Солончаки

К солончакам относятся почвы, содержащие большое количество водорастворимых солей с самой поверхности и в профиле (0,5-1,0% и более при содовом засолении и 1-2% и более при хлоридно-сульфатном). Формируются главным образом в пустынной, реже полупустынной зоне.

### 9.2.1. Генезис солончаков

Накопление солей в почвах составляет сущность солончакового процесса. Солончаки образуются:

- при близком залегании грунтовых минерализованных вод в условиях выпотного типа водного режима;
- на засоленных почвообразующих породах (солончаки литогенные).

Растительный покров на солончаках неоднородный и определяется характером их засоления и содержанием солей. На солончаках с очень высокой степенью засоления растительность сильно изрежена и представлена различными видами солянок.

На солончаках с меньшей концентрацией солей произрастают бескислица, ячмень короткоостый, подорожник, кокпек, астра солончаковая.

Продуктивность травостоя на солончаках варьирует в широких пределах. Больше биомассы (до 200 ц/га) образуется на луговых хлоридно-сульфатных солончаках и меньше всего на солончаках с содовым типом засоления. Солончаковая растительность отличается высокой зольностью, достигающей у мясистых солянок пустынной зоны 40-55%. В золе солянок преобладают хлор, сера, натрий.

Высокое содержание солей в солончаках определяет особенности строения их профиля и свойства.

Профиль солончаков слабо дифференцирован на генетические горизонты. В нем выделяют гумусовый горизонт А, переходный В и почвообразующую породу С. На поверхности почвы расположен горизонт скопления солей, в нем содержание солей достигает несколько процентов.

Соли, пропитывая почвенную массу, образуют на поверхности выцветы корочки и рыхлые горизонты из скоагулированных частиц почвы и кристаллов солей, сверху прикрытые вспученной, морщинистой, землистой, пропитанной солями коркой (0,5 – 1,0 см).

### 9.2.2. Классификация солончаков

Солончаки подразделяют на 2 типа – гидроморфные и автоморфные (табл.3.7).

**Тип автоморфные солончаки.** Приурочены к выходам на поверхность древних засоленных пород, преимущественно засоленных глин на эродированных склонах возвышенностей при глубоком залегании уровня грунтовых вод (ниже 10 м). Водный режим непромывной, периодически выпотной от капиллярно-подвешенной влаги атмосферных осадков.

На подтипы автоморфные солончаки делятся по стадиям перехода от солончака к зональной почве: типичные и отакыренные.

*Типичные пустынные и полупустынные солончаки* имеют максимум солей на самой поверхности почвы.

*Таблица 3.7*



## Классификация солончаков

Тип	подтип	род	Вид
Автоморфные	Типичные Отакрыренные	<i>По типу засоления:</i> Сульфатно-хлоридные Сульфатно-хлоридно-нитратные  <i>По источникам засоления:</i> Литогенные Древнегидроморфные Биогенные	<i>по характеру распределения солей по профилю:</i> поверхностные глубинно-профильные  <i>по морфологии поверхностного горизонта:</i> пухлые отакрыренные выцветные
Гидроморфные	Типичные Луговые Болотные Соровые Грязево-вулканические Бугристые	<i>По химизму засоления:</i> Хлоридные Сульфатно-хлоридные Хлоридно-сульфатные Сульфатные Карбонатно-сульфатные Сульфатно-содовые Натриевые Магниево-натриевые Кальциево-натриевые Кальциево-магниевые Магниево-кальциевые	<i>По характеру распределения солей:</i> поверхностные (соли в слое 0 – 30 см) глубокопрофильные (соли по всему профилю)  <i>По морфологии поверхностного горизонта</i> пухлые мокрые корковые черные

*Отакрыренные солончаки* представляют начальную стадию рассоления пустынного солончака. Поверхность их теряет вспученность. Морщинистость, становится выровненной. Под пухлым молевым горизонтом образуется очень маломощная (до 2 см) хрупкая относительно рассоленная корочка, разбитая на мелкие полигоны, которые различно приподняты над пухлым горизонтом и по трещинам между ними проступает пухлая масса. Остальная часть профиля солончаковая.

На роды автоморфные солончаки делятся:

- по типу засоления: сульфатно-хлоридные; сульфатно-хлоридно-нитратные;
- по источникам засоления: литогенные, древнегидроморфные и биогенные.

На виды солончаки делятся:

- по характеру распределения солей по профилю – поверхностные (соли сосредоточены у поверхности в слое 0-30 см), глубиннопрофильные (засолен весь профиль);

- по морфологии поверхностного горизонта – пухлые, отакыренные, выцветные.

**Тип солончаки гидроморфные.** Внешне хорошо выделяются среди других почв по характеру поверхности, которая обычно покрыта выцветами солей и бывает пухлой, корково-пухлой или мокрой даже в сухое время года. Растительность на таких солончаках либо отсутствует, либо представлена специфическими видами (солянка, сведа, солерос, кермек и др.), не образующими сомкнутого покрова.

Развиваются гидроморфные солончаки в условиях близкого (0,5-3,0 м) залегания большей частью минерализованных почвенно-грунтовых вод с преобладанием восходящих токов, за счет испарения которых в почвенном профиле аккумулируются легкорастворимые соли, карбонаты и гипс.

Водный режим почв выпотной, преимущественно периодически промывной. Профили их характеризуются выделением солей, начиная от поверхностных горизонтов, а также признаками оглеения во всех горизонтах.

К солончакам относятся почвы с содержанием солей в верхнем горизонте не менее 2% при хлоридно-сульфатном засолении и 0,1% – при содовом.

Максимальное содержание солей в солончаках приурочено к верхним горизонтам почвенного профиля и может достигать 6-8%, а в самом поверхностном горизонте – 20-30%.

В почвенном профиле солончаков соли выделяются в виде мелкокристаллических скоплений – прожилок и гнездышек. На свежем разрезе можно заметить поблескивание их в отличие от скоплений карбонатов (также обильных в солончаках), которые выглядят матовыми. При большой влажности почвы выделения могут отсутствовать, особенно в нижних горизонтах, но они быстро появляются в виде белых выцветов при обсыхании стенки разреза.

Различают следующие подтипы солончаков: типичные, луговые, болотные, соровые, грязево-вулканические и бугристые.

*Типичные гидроморфные солончаки* формируются при близком залегании сильноминерализованных грунтовых вод. Профиль их слабо дифференцирован на горизонты. Водорастворимые соли содержатся в большом количестве по всему профилю с максимальной концентрацией в верхней части.

*Луговые солончаки* также развиваются при близком залегании грунтовых вод, но более слабо минерализованных. Профиль их отчетливее подразделяется на генетические горизонты. Среди луговых солончаков особо выделяются карбонатно-кальциевые, которые в отличие от других солончаков содержат меньше водорастворимых солей, более карбонатны и гумусированы. На таких солончаках хорошо произрастает луговая растительность. Среди луговых солончаков часто встречаются солончаки с содовым засолением.

*Соровые (шоровые) солончаки* развиваются в результате испарения воды мелководных соленых озер и русел древних рек. Местами днища высохших озер покрыты слоем солей толщиной в несколько сантиметров. Такие солончаки лишены растительности.

*Грязево-вулканические солончаки* образуются из солевых грязей, излившихся на поверхность при извержении вулканов.

*Солончаки болотные* образуются при засолении болотных почв (обычно лугово-болотных или низинных торфяно-глеевых или торфянисто-глеевых). Растительность солянковая с угнетенными болотными растениями (тростник и др.). Морфологическое засоление выражается в образовании солевых корок и пухлых горизонтов и в наличии в профиле прожилок, крапинок и гнездышек солей. Оглеение по всему профилю. Грунтовая вода на глубине 0,5-1,0 м.

*Солончаки бугристые* представляют собой навеянные подкустовые бугры сильнозасоленного земляного материала (от легких суглинков до глин) высотой 1,0-1,5 м (иногда более 2 м), увеличенные верхушками угнетенных или отмерших засыпанных кустов тамарикса или черного саксаула, перемежающиеся с межбугровыми понижениями. Поверхность бугров покрыта тонкой корочкой, под ней рыхловатая земляная масса, пропитанная солями. Грунтовые воды залегают на глубине 2-4 м и более.

Распределение солончаков на роды проводят по составу солей в профиле и в грунтовых водах, а также по строению и водопроницаемости почв, почвообразующих и подстилающих пород.

На виды солончаки подразделяются:

- по характеру распределения солей по профилю – поверхностные, глубокопрофильные;
- по морфологии поверхностного горизонта – пухлые, мокрые, корковые, черные.

### **9.2.3. Свойства солончаков. Использование солончаков**

Одна из характерных особенностей типичных солончаков – равномерное распределение илстых частиц, кремния и полуторных окислов.

При рассолении и проявлении признаков осолонцовывания горизонт В несколько обогащается илстыми частицами и полуторными окислами.

Содержание гумуса в верхних горизонтах солончаков колеблется от 0,5 до 5,0-8,0%. Наиболее гумусированы солончаки лесостепной зоны. В составе гумуса преобладают фульвокислоты. В солончаках мало азота и зольных питательных веществ. Емкость поглощения низкая – 10-20 мг-экв на 100 г почвы. Реакция солончаков слабощелочная. Содовые солончаки отличаются высокой щелочностью, рН достигает 9-11.

Высокая концентрация водорастворимых солей в почвенном растворе резко нарушает снабжение растений водой и приводит их к гибели. Поэтому освоение солончаков и сильнозасоленных почв возможно лишь при сложных мелиоративных мероприятиях. Наиболее эффективный прием удаления солей и опреснения почв – промывка. Нормы расхода воды на промывку засоленных почв зависят от степени засоления, влажности, гранулометрического состава и глубины залегания грунтовых вод.

Промывку сильнозасоленных почв часто практикуют с одновременным возделыванием риса на фоне глубокого дренажа в целях снижения капитальных затрат на освоение этих почв.

### 9.3. Солонцы

Солонцами называют почвы, содержащие в поглощенном состоянии большое количество обменного натрия, а иногда и магния в иллювиальном горизонте. Они имеют резкую дифференциацию профиля и характеризуются неблагоприятными агрономическими свойствами.

В отличие от солончаков солонцы содержат водорастворимые соли не в самом верхнем горизонте, а на некоторой глубине.

Под солонцовым процессом понимают внедрение в поглощающий комплекс иона натрия и, как следствие, резкое повышение дисперсности органической и минеральной части, снижение устойчивости коллоидов по отношению к воде и возникновение щелочной реакции.

#### 9.3.1. Генезис солонцов

По вопросу происхождения солонцов имеется несколько теорий. Общее для них – признание ведущей роли натрия в развитии неблагоприятных солонцовых процессов.

Согласно коллоидно-химической теории К.К. Гедройца, солонцы образовались при рассолении солончаков, засоленных нейтральными солями натрия. К.К. Гедройц различал две стадии в развитии солонцовых почв – засоление почв нейтральными солями натрия, т.е. образование солончаков, и вторая – рассоление солончаков и развитие солонцовых почв с характерными для них строением профиля и свойствами. В стадии рассоления Гедройц выделял 3 фазы: удаление растворимых солей; образование соды; диспергирование почвенных частиц и вынос их вниз по профилю.

Биологическая теория образования солонцов развита В.Р. Вильямсом. Он считал, что источником солей натрия служит степная и полупустынная растительность – полыни, солянки, кермек и др. При минерализации растительных остатков образуется большое количество солей, в том числе и соды. Обогащение почв легкорастворимыми солями приводит к насыщению поглощающего комплекса натрием, и несолонцеватая почва постепенно превращается в солонец.

Исследования последних лет (В.А. Ковда и др.) доказано, что солонцовые почвы могут возникнуть, минуя солончаковую стадию. Такое образование солонцов возможно в том случае, когда источником натрия является сода. В этих условиях происходит внеконкурентное поглощение натрия из почвенного раствора. Поэтому даже при незначительной концентрации соды в растворе возможно насыщением натрием поглощающего комплекса. Источником соды могут быть магматические и осадочные породы, содержащие натрий и растительные остатки (группы растений степной и пустынной зон).

Б.В. Андреев предположил, что обменный натрий является не причиной, а следствием солонцового процесса. В обменном состоянии натрий в почвах

появляется в том случае, когда гальмиролизу (распад минералов под действием солевых растворов) подвергаются натриевые минералы.

Таким образом, солонцы в природных условиях могут образовываться разными способами:

- путем рассоления солончаков;
- при воздействии на почву слабоминерализованных растворов, содержащих соду;
- на засоленных породах в результате биогенного накопления натриевых солей, в том числе и соды, а также вследствие подъема солей по капиллярам в верхние горизонты при их сильном иссушении;
- солонцовые свойства в почвах могут развиваться при высоком содержании в них различного рода гидрофильных коллоидов, образование, которых обусловлено гальмиролизом и другими причинами.

### 9.3.2. Строение профиля солонцов

Морфологический профиль солонцов состоит из следующих горизонтов: A<sub>1</sub>-B<sub>1</sub>- B<sub>2</sub>-BC-C.

A<sub>1</sub> – гумусово-элювиальный (надсолонцовый) горизонт, мощностью от 2-3 до 20-25 см, цвет от светло-бурого до черного, комковато-пылеватый, слоеватый или пластинчатый, пористый, обедненный илистой фракцией, и потому более легкого гранулометрического состава.

B<sub>1</sub> – иллювиальный (солонцовый) горизонт более темной окраски – темно-бурый или бурый с коричневым оттенком, столбчатой структуры, реже призматической, ореховатой или глыбистой. Столбчатые отдельности легко распадаются на ореховатые, на гранях которых отмечается глянцеви́дная лакировка. Горизонт в сухом состоянии плотный, трещиноватый, во влажном – вязкий, бесструктурный, мажущийся. Мощность от 7-12 до 25 см и более.

B<sub>2</sub> – подсолонцовый горизонт, более светлой окраски, призматический или ореховатый, обычно содержит гипс и карбонаты.

BC – содержит выделения легкорастворимых солей, гипса и карбонатов. легкорастворимых солей.

### 9.3.3. Классификация солонцов

Классификация солонцов сложная, поскольку они формируются в разных зонах, а в пределах зон в различных геоморфологических и гидрологических условиях.

Наиболее важные генетические и мелиоративные особенности солонцов (химизм, степень засоления и другие признаки) определяются гидрологическими условиями их формирования. Поэтому солонцы делят на 3 типа по характеру их водного режима и комплексу связанных с ним свойств (особенностями солевого режима, гумусонакопления и др.): солонцы автоморфные, полугидроморфные и гидроморфные.

Разделение на подтипы проводят в зависимости от зональных условий, определяющих морфологические особенности солонцов и свойства их генетических горизонтов.

Разделение на роды основано на учете химизма, глубины и степени засоления, которые устанавливают по принятым градациям для классификации засоленных почв.

На виды солонцы делят по мощности гумусово-элювиального надсолонцового горизонта, по содержанию обменного натрия в горизонте В<sub>1</sub>, по степени осолодения, по форме структуры солонцового горизонта.

Классификационная схема солонцов в соответствии с “Классификацией и диагностикой почв СССР” (1977) приведена в табл. 3.8.

**Солонцы автоморфные** формируются в условиях глубокого залегания грунтовых вод (глубже 6-7 м). Образование их связано в основном с выходом засоленных почвообразующих или подстилающих пород. Развиваются они также в процессе длительной трансформации (остепнения) первично-гидроморфных или полугидроморфных солонцов.

Распространены в лесостепной, степной и полупустынной зонах, преимущественно мелкими пятнами в комплексах с почвами других типов, местами образуют широкие массивы.

Растительный покров представлен степными злаковыми группировками, в состав которых входят полынь черная и белая, камфоросма, прутняк, кокпек, типчак и др.

Солевой профиль солонцов четко дифференцирован. Карбонатный горизонт выражен отчетливо, карбонаты в виде белоглазки на глубине 35-40 см и выше. Под ним залегает гипсовый, ниже – горизонт скопления легкорастворимых солей. При близком залегании засоленных пород, содержащих большое количество солей натрия, поддерживаются постоянная солонцеватость и солончаковатость профиля. Преобладает хлоридно-сульфатный тип засоления. Содовый тип встречается очень редко.

Выделяют подтипы: солонцы черноземные, солонцы каштановые, солонцы полупустынные.

*Солонцы черноземные* – почвы этого типа распространены в Черноземной зоне (южная лесостепь, степи) на увалистых водоразделах, покатых склонах (преимущественно южных экспозиций), древнеаллювиальных глубокодrenированных равнинах, где выходят близко к поверхности те или иные коренные засоленные породы или имеются реликтовые солевые аккумуляции в почвах.

*Солонцы каштановые* распространены в сухостепной зоне. В целом в солонцах каштановой зоны заметно ослаблен дерновый процесс, вследствие чего характерная морфологическая и физико-химическая солонцовая дифференциация профиля выражена значительно более отчетливо.

*Солонцы полупустынные* распространены в зоне бурых пустынно-степных почв (а также пустынной и сероземной зонах), формируются в условиях очень сухого резко континентального климата на фоне повсеместной

## Классификация солонцов

Тип	Подтип	Род	Вид
	<i>По зональному признаку</i>	<i>По химизму (типу) засоления</i>	<i>По мощности надсолонцового горизонта</i>
Солонцы автоморфные	Солонцы черноземные Солонцы каштановые Солонцы полупустынные	Содовые, смешанные: содово-сульфатные, содово-хлоридно-сульфатные Нейтральные: сульфатно-хлоридные хлоридно-сульфатные	Корковые ( $A_1$ до 3 см) Мелкие ( $A_1$ 3-10 см) Средние ( $A_1$ 10-18 см) Глубокие ( $A_1 > 18$ см)
Солонцы полугидроморфные	Солонцы лугово-черноземные Солонцы лугово-каштановые Солонцы лугово-полупустынные Солонцы полугидроморфные мерзлотные	<i>По глубине засоления (верхняя граница солевых выделений)</i> Солончаковые – легкорастворимые соли на глубине 5-30 см Высокосолончаковатые – 30-50 см Солончаковатые – 50-100 см Глубокосолончаковатые – 100-150 см Несолончаковатые (глубокозасоленные) 150-200 см	<i>По содержанию поглощенного натрия в солонцовом горизонте</i> Очень низкое, до 10% (остаточные) Малонатриевые – 10-25% Средненатриевые – 25-40% Многонатриевые – >40%
Солонцы гидроморфные	Солонцы черноземно-луговые Солонцы каштаново-луговые Солонцы лугово-болотные Солонцы луговые мерзлотные	<i>По степени засоления</i> Солонцы-солончаки Сильнозасоленные Среднезасоленные Слабозасоленные Незасоленные (встречаются очень редко) <i>По глубине залегания карбонатов и гипса</i> Высококарбонатные – выше 40 см Глубококарбонатные – ниже 40 см Высокогипсовые – выше 40 см Глубокогипсовые – ниже 40 см	<i>По степени осолодения</i> Слабоосолоделые Осолоделые Сильноосолоделые  <i>По структуре в солонцовом горизонте</i> $B_1$ Столбчатые Ореховатые Призматические Глыбистые

карбонатности почвообразующих пород, в результате чего как биогенно-аккумулятивный, так и элювиально-иллювиальный солонцовый процессы в них не получают интенсивного развития. Более четко специфические солонцовые

явления выражены на породах тяжелого и среднего гранулометрического состава.

**Солонцы полугидроморфные** формируются на первой и второй надпойменных террасах, в приозерных понижениях в условиях дополнительного грунтового или смешанного (поверхностного и грунтового) увлажнения. Грунтовые воды залегают на глубине 3-6 м, а на легких грунтах – 2,5-4,0 м.

Водный режим полугидроморфных солонцов, в общем, может быть определен как пульсирующий: кратковременно неглубоко-промывной с последующим длительным выпотным периодом, продолжительность и интенсивность которого в разных зонально-климатических и местных условиях могут быть различными.

Наиболее распространенная растительность: полынь черная, полынь Шренка, кермек, встречается типчак.

В профиле полугидроморфных солонцов более отчетливо, чем в гидроморфных, обособляются карбонатный и гипсовый горизонты. Часто последний совмещен с карбонатным. Оба горизонта залегают неглубоко от поверхности (30-35 см).

Выделяют следующие подтипы: солонцы лугово-черноземные, солонцы лугово-каштановые, солонцы лугово-полупустынные, солонцы полугидроморфные мерзлотные.

*Солонцы лугово-черноземные* распространены в лесостепной и степной частях черноземной зоны, местами встречаются в районах широколиственных лесов (европейская часть страны) и южной тайги (Сибирь). Представлены родовыми группами, отражающими уровень высокой аккумуляции солей и их удаление из профиля под влиянием атмосферных осадков, качественный состав солей, а также стадии развития солонцовых явлений. Используются как пастбища, осваиваются с мелиоративными мероприятиями.

*Солонцы лугово-каштановые* распространены в зоне каштановых почв на недренированных равнинах, в депрессиях мезо- и микрорельефа, на древних речных и приозерных террасах и в иных местах с неглубоким залеганием грунтовых вод (3-6 м), преимущественно минерализованных.

*Солонцы лугово-полупустынные* распространены в зоне бурых полупустынных почв. Залегают на недренированных равнинах, в депрессиях мезо- и микрорельефа, на надпойменных речных и приозерных террасах с неглубокими грунтовыми водами. От автоморфных полупустынных солонцов отличаются наличием водоносного грунтового горизонта, интенсивными восходящими миграциями солей и интенсивным развитием подсолонцового засоления.

*Солонцы полугидроморфные мерзлотные.* Наличие в течение года в пределах почвенного профиля горизонта льдистой мерзлоты, не опускающегося даже в конце лета ниже 2 метров, создает в этих почвах особый водно-тепловой режим.

**Солонцы гидроморфные** формируются в поймах рек, и в приозерных и межсопочных понижениях и других депрессиях под луговой солонцовой



растительностью, представленной вострецом, кермеком, подорожником солончаковым, бескильницей с примесью лугового разнотравья.

Распространены в черноземной и каштановой зонах на местах с близким залеганием грунтовых вод (1-3 м) различной степени и типа минерализации. Образуют комплексы с луговыми и лугово-болотными почвами, а также сочетания с различными полугидроморфными почвами и солончаками.

Верхняя часть морфологического профиля имеет обычно «солонцовое» строение с более или менее резкой дифференциацией надсолонцового горизонтов (солонцовый горизонт обычно окрашен в серые тона). В нижней части профиля наблюдаются несвойственные другим типам солонцов признаки оглеения в виде сизых, ржавых пятен, примазок, черно-серых гумусовых прожилок и затеков (по ходам крупных корней).

Выделяют следующие подтипы: *солонцы черноземно-луговые, солонцы каштаново-луговые, солонцы лугово-болотные, солонцы луговые мерзлотные.*

#### **9.3.4. Свойства солонцов. Использование солонцов**

**Гранулометрический и минералогический состав.** Характерная особенность гранулометрического состава солонцов – резкая дифференциация по профилю илистой фракции. Нижние горизонты обогащены илом и поэтому более тяжелые. Отчетливое перераспределение илистой фракции обусловлено пептизацией коллоидов.

Преобладающими минералами илистой фракции являются минералы монтмориллонитовой и гидрослюдистой групп с примесью аморфных веществ.

**Химический состав и физико-химические свойства.** Валовой химический состав солонцов показывает заметное перераспределение ряда окислов по профилю. Верхние горизонты обеднены полутораокисями и относительно обогащены кремнеземом. Иллювиальные горизонты отличаются более высоким содержанием железа и алюминия. В карбонатных горизонтах больше кальция и магния.

Содержание гумуса колеблется в широких пределах (1-6%) в зависимости от зоны, в которой солонцы формируются и гранулометрического состава.

Содержание обменного натрия в горизонте  $V_1$  колеблется от 14 до 60% емкости поглощения. В солонцах содового типа засоления обменного натрия значительно больше, чем в хлоридно-сульфатном. В состав обменных оснований часто содержится много магния. Солонцы, имеющие соду, отличаются высокой щелочностью.

Для солонцов характерно невысокое содержание подвижных соединений фосфора.

**Физические и водно-физические свойства.** Солонцы отличаются плохими водно-физическими и физико-механическими свойствами. В сухом состоянии они плотного сложения, а во влажном сильно набухают, вязкие, липкие. Водопроницаемость низкая, количество влаги, недоступной для растений, высокое.

Солонцы без коренного улучшения непригодны для использования, т.к. характеризуются низким естественным плодородием. Наиболее эффективное средство повышения плодородия солонцовых почв – замена натрия на кальций гипса или другой кальциевой соли.

Гипсование – наиболее радикальное средство повышения плодородия солонцов с содовым засолением, отличающихся высоким содержанием поглощенного натрия и щелочностью почвенного раствора. Норму гипса устанавливают по содержанию обменного натрия.

## 9.4. Солоди

Солоди – остаточносолонцовые почвы, формирующиеся по понижениям под влиянием древесной, кустарниковой и луговой растительности при промывном или периодически промывном водном режиме почв.

Солоди распространены в лесостепной и степной зонах, а также среди почв сухих и полупустынных степей. Эти почвы повсеместно приурочены к понижениям.

### 9.4.1. Генезис, строение профиля и свойства солодей

Согласно представлениям К.К. Гедройца, солоди образуются из солонцов путем деградации их в результате замещения обменного натрия на водород. В условиях щелочной реакции, возникающей в процессе взаимодействия освобождающегося из обменной формы натрия с углекислотой, происходит разрушение почвенного поглощающего комплекса.

В образовании солодей большая роль принадлежит явлениям анаэробного разложения, развивающимся при избыточном увлажнении. Образование солодей происходит в микропонижениях с повышенным поверхностным увлажнением, верховодкой и нередко застоем воды. В степных и засушливых условиях микропонижения зарастают травянистой и древесной растительностью, образуя колки. На поверхности почвы нередко образуется дернина или лесная подстилка, при разложении которой выделяются гумусовые кислоты с преобладанием фульвокислот.

Профиль солодей резко дифференцирован на горизонты:  $A_0$ - $A_1$ - $A_2$ - $A_2B$ - $B$  ( $B_1$ ,  $B_2$ )- $C$ .

$A_0$  – лесная подстилка или дернина.

$A_1$  – гумусовый осолоделый или перегнойный горизонт.

$A_2$  – осолоделый горизонт, белесый, плитчатый или слоегато-чешуйчатый, содержит железисто-марганцевые новообразования в форме конкреций и ржаво-охристых пятен.

$A_2B$  – переходный горизонт, неоднородно окрашенный, темно-бурый с белесыми пятнами или потеками, плитчато-мелкоореховатой структуры, уплотненный.

$B$  ( $B_1$ ,  $B_2$ ) – иллювиальный, темно-бурого или бурого цвета, ореховато-призматической структуры с отчетливо выраженной лакировкой и кремнеземистой присыпкой на гранях структурных отдельностей, плотный. Часто подразделяется на два-три подгоризонта:  $B_2$  более светлой окраски, структурные отдельности увеличиваются, лакировка и кремнеземистая присыпка уменьшается.

С – почвообразующая порода желто-бурого цвета, с неясно выраженной структурой, плотного сложения. Часто можно встретить карбонаты в виде расплывчатых пятен и журавчиков.

Резкая дифференциация профиля солодей отчетливо обнаруживается по механическому составу. Верхний осолоделый горизонт обеднен иллыстыми частицами, а иллювиальный обогащен ими. Данные валового анализа показывают неоднородность профиля и по распределению полтораокисей. Осолоделый горизонт  $A_2$  обычно содержит их значительно меньше, чем иллювиальный В. Наоборот, горизонт  $A_2$  отличается более высоким содержанием кремнезема.

Содержание гумуса в солодах колеблется от 1,5 до 10% и выше. В составе гумусовых веществ преобладают фульвокислоты.

Емкость поглощения в осолоделом горизонте невысокая – 10-15 мг-экв., в иллювиальном возрастает до 30-40 мг-экв. на 100 г почвы. В составе поглощенных катионов преобладают  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ , имеются  $Na^+$  и  $H^+$ . Реакция солевой вытяжки в горизонте  $A_2$  кислая или слабокислая, в нижних горизонтах – близкая к нейтральной или слабощелочная. Анализ водной вытяжки из солодей типичных показывает незначительное содержание в них водорастворимых солей.

#### 9.4.2. Классификация солодей

В зависимости от условий образования тип солодей разделяется на 3 подтипа: солоди лугово-степные, солоди луговые (дерново-глеевые) и солоди лугово-болотные (торфянистые).

*Солоди лугово-степные* развиваются под березовыми колками в понижениях с хорошо развитым травянистым покровом. В профиле их под лесной подстилкой отчетливо выделяется осолоделый горизонт. Гумусовый горизонт слабо выражен. Мощность его не превышает 5 см. Профиль сильно напоминает строение подзолистых почв.

*Солоди луговые* (дерново-глеевые) формируются в понижениях (например, лиманах) с хорошо развитым травянистым покровом. В профиле отчетливо выделяются дернина, гумусовый горизонт, ниже которого лежат осолоделый и иллювиальный горизонт с признаками оглеения.

*Солоди лугово-болотные (торфянистые)* приурочены к различным четко выраженным понижениям и развиваются под лугово-болотной растительностью с примесью кустарников (ивы) при близком уровне грунтовых вод (около 1 м). В этих почвах отчетливо выделяются оторфованная подстилка, торфянистый, гумусовый, солоделый оглеенный, иллювиальный горизонты. По всему профилю развито сильное оглеение.

На роды солоди подразделяются по характеру распределения карбонатов и легкорастворимых солей:

- обычные;
- бескарбонатные – во всем профиле отсутствуют карбонаты:

- солончаковатые – содержат не менее 0,3% водорастворимых солей на глубине 30-80 см.

На виды солоды подразделяются:

- по глубине осолодения (мощность горизонтов  $A_1+A_2$ ) – мелкие (<10 см), среднемошнные (10-20 см) и глубокие (>20 см);

- по мощности гумусового горизонта ( $A_1$ ) — дернинные или типичные (<5 см), мелкодерновые (5-10 см), среднедерновые (10-20 см) и глубокодерновые (>20 см);

- по содержанию гумуса – светлые (<3%), серые (3-6%) и темные (> 6%).

### **9.4.3. Использование солодей**

Солоды имеют низкое естественное плодородие. В осолоделых горизонтах содержится мало органического вещества и элементов минерального питания растений. Поэтому для повышения плодородия солодей необходимо внесение органических и минеральных удобрений.

Многие солоды имеют кислую реакцию среды верхних горизонтов. Для улучшения их свойств следует проводить известкование.

Солоды отличаются неблагоприятными водно-физическими свойствами – слабой водопроницаемостью в связи с беструктурностью осолоделого и большой плотности иллювиального горизонта. Пылеватость и беструктурность осолоделого горизонта является причиной образования корки, которая затрудняет аэрацию, и тем самым усугубляется избыточное увлажнение солодей.

Солоды из-за их приуроченности к рельефу, неудобному для обработки, лучше всего оставлять под лесом. В случае необходимости использования под сельскохозяйственные культуры проводят землевание солодей и их глубокую вспашку с внесением органических удобрений.

## Глава 10. БУРЫЕ ПОЛУПУСТЫННЫЕ ПОЧВЫ

Бурые полупустынные почвы являются зональным типом полупустынной зоны. Они распространены в Прикаспийской (Калмыкия и Астраханская область) и в Тувинско-Южно-Забайкальской провинциях.

### 10.1. Условия почвообразования

**Климат** зоны сильно континентальный и аридный (засушливый). Годовое количество осадков 120-250 мм. Испаряемость в 4-5 раз превышает осадки. Зима короткая, холодная, с сильными ветрами, малоснежная. Лето длинное, жаркое, сухое. Безморозный период составляет 160-190 дней. Средняя годовая температура 6-7°C.

**Рельеф** зоны неоднородный. В Прикаспийской провинции – равнинный, в Южной Сибири – холмисто-увалистый и низкогорный.

**Почвообразующие породы** представлены карбонатными лессовидными суглинками, морскими, озерными и древнеаллювиальными отложениями. Почвообразующие породы часто содержат водорастворимые соли.

**Растительность** полупустынной зоны бедна по видовому составу и очень изрежена, представлена в основном типчаково-полынными ассоциациями с участием солеустойчивых ксерофильных видов. Часто на поверхности почв поселяются лишайники, сине-зеленые водоросли. Из древесных пород здесь встречаются заросли тамарикса, джужгуна и других солеустойчивых и засухоустойчивых кустарников.

### 10.2. Генезис бурых полупустынных почв

Основные генетические особенности бурых полупустынных почв определяются специфичностью условий их образования, в частности засушливостью климата и малой продуктивностью растительности. Это приводит к незначительному накоплению гумуса. Низкий коэффициент увлажнения обеспечивает непромывной водный режим. Вынос карбонатов, гипса и легкорастворимых солей осуществляется на небольшую глубину. Период активного почвообразования – весна, а также сентябрь и октябрь, когда выпадает основная часть осадков.

Дерновый процесс развит слабо. Опад в бурые полупустынные почвы поступает в основном в виде корней. В условиях господства аэробных процессов разложения органического вещества происходит быстрая его минерализация, накапливается большое количество зольных элементов, среди которых преобладают соли щелочных металлов, что обуславливает развитие в бурых полупустынных почвах элементов солонцеватости. Солонцеватость является зональным признаком бурых полупустынных почв.

### 10.3. Классификация бурых полупустынных почв

Профиль бурых полупустынных почв имеет следующее морфологическое строение: А-АВ-В<sub>к</sub>-(В<sub>г</sub>)-С<sub>г</sub>.

А – гумусовый горизонт, сверху отслаивается очень тонкая корочка, светло-бурого цвета, мощностью 2-4 см; под корочкой горизонт светло-серый, рыхлый, слоеватый.

АВ – гумусово-иллювиальный горизонт, бурый или светло-бурый, крупнокомковатый или глыбистый, уплотненный или плотный, вскипает.

В<sub>к</sub> – карбонатный горизонт, неоднородно окрашенный, желтовато-бурый с пятнами карбонатов, глыбистый (или ореховатый), плотный.

В<sub>г</sub> – менее плотный, с выделениями гипса, в профиле выражен не всегда.

С<sub>г</sub> – материнская порода.

В типе бурые полупустынные почвы выделяют три фациальных подтипа, определяемых по термическим критериям: *бурые полупустынные кратковременно промерзающие почвы* (основной ареал – территория Южного Прикаспия к западу от Мугоджарских гор), *бурые полупустынные теплые промерзающие почвы* (к востоку от Мугоджарских гор до юго-западного подножия Алтая) и *бурые полупустынные умерено теплые длительно промерзающие почвы* (котловины юга Тувы). Почвы последнего фациального подтипа характеризуются пониженной гипсоносностью или полным отсутствием гипса.

В типе бурые полупустынные почвы выделяют следующие рода:

- обычные – соответствуют типовому описанию;
- слабодифференцированные – песчаные и супесчаные;
- солончаковатые – повышенная засоленность по всему профилю, ниже горизонта А;
- солонцеватые – в составе поглощенных оснований натрия 3-15% емкости поглощения;
- гипсоносные – развиты на породах с остаточным гипсом.

В основу разделения бурых полупустынных почв на виды положены степень солонцеватости, солончаковатости, карбонатности, каменистости и др.

### 10.4. Состав и свойства бурых полупустынных почв

**Гранулометрический и минералогический состав.** Характерная особенность механического состава бурых полупустынных почв – неравномерное распределение илистой фракции. Наибольшее количество ила обнаруживается в нижней части гумусового горизонта АВ. С увеличением солонцеватости возрастает и содержание илистой фракции. Слабее всего степень дифференциации выражена в несолонцеватых почвах легкого гранулометрического состава.

**Химический состав.** Бурые полупустынные почвы характеризуются низким содержанием гумуса (1-2,5% в горизонте А). В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Гуминовые кислоты и фульвокислоты имеют упрощенное строение.

Бурые полупустынные почвы всегда в той или иной степени карбонатны, многие из них содержат гипс и легкорастворимые соли в нижней части профиля. Наличие гипса и легкорастворимых солей зависит, прежде всего, от состава и свойств материнской породы.

**Физико-химические свойства.** Емкость поглощения бурых полупустынных почв низкая (песчаные и супесчаные разновидности – 3-10 мг-экв на 100 г почвы, легкосуглинистые – 10-15 мг-экв на 100 г почвы, в суглинистых – 25-25 мг-экв на 100 г почвы). В составе почвенного поглощающего комплекса содержатся поглощенные катионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , содержание  $\text{Na}^+$  колеблется от 1 до 14% от емкости поглощения. Реакция слабощелочная по всему профилю.

**Физические и водно-физические свойства.** Бурые полупустынные почвы характеризуются неблагоприятными физическими свойствами: бесструктурностью, высокой плотностью иллювиальных горизонтов и их низкой водопроницаемостью.

Небольшое количество осадков и неблагоприятные физические свойства обуславливают ничтожные запасы влаги и небольшую глубину промачивания, которая не превышает 50 см. Дефицит влаги в бурых полупустынных почвах резко снижает их агрономические свойства.

## **10.5. Использование и лесорастительные свойства бурых полупустынных почв**

Бурые полупустынные почвы обладают низким естественным плодородием, требуют орошения и мероприятий по борьбе с засоленностью и ветровой эрозией.

Зона бурых полупустынных почв служит основной базой пастбищного животноводства, и в первую очередь овцеводства. Производительность пастбищных угодий целесообразно повышать лиманным орошением.

## Глава 11. ПОЧВЫ ПУСТЫННОЙ ЗОНЫ

Эта зона охватывает обширную территорию Средней Азии и Казахстана. Зональными типами почв являются серо-бурые почвы, такыры, такыровидные и пустынные песчаные почвы.

### 11.1. Условия почвообразования

**Климат.** Этой зона характеризуется крайне засушливым климатом. Осадков выпадает мало (в пределах 80-200 мм), летом осадков почти не бывает, основная их часть выпадает зимой и ранней весной. Испаряемость в несколько раз превышает осадки, что обуславливает сухость атмосферы и почв.

Среднегодовая температура от +15 до +20°C. Безморозный период в северной части зоны длится 160-200 дней, в южной – 190-240 дней. Мощность снежного покрова зимой составляет 3-10 см.

**Рельеф** пустынной зоны очень сложный и неоднородный – от равнинно-слабоволнистого до низкогорного. Большое распространение в пустынях имеют эоловые формы рельефа.

**Почвообразующие породы** чаще всего представлены лёссовидными карбонатными суглинками, аллювиальными и озерными отложениями, третичными глинами, щебенистыми покровными суглинками и др. Для почвообразующих пород характерны карбонатность, засоленность и гипсоносность. Распространены песчаные отложения.

**Растительность** этой зоны представлена ксерофитами, которые не образуют сплошного покрова. Преобладают различные полукустарники и кустарники, развивающие глубокую корневую систему.

На песчаных территориях растут пустынная осока, луковичный мятлик, костер, встречаются кустарники – биюргун, песчаная акация, саксаул, джужгун, черкез.

На глинистых участках растут мелкая пустынная осока, луковичный мятлик и эфемеры – маки, тюльпаны, герани. Из многолетних растений чаще всего встречаются полыни и солянки.

Растительность в пустынях настолько изрежена, что в образовании органического вещества большое значение приобретают даже водоросли, мхи и лишайники.

### 11.2 Серо-бурые пустынные почвы

#### 11.2.1. Генезис серо-бурых пустынных почв

Почвообразовательный процесс в условиях сильно засушливого климата и ксерофитно-эфемерного характера растительности отличается прерывистостью и кратковременностью гумусообразования. В короткий весенний период интенсивно развивается растительность, резко усиливается биологическая активность почвенной микрофлоры и фауны. Гумуса здесь



образуется крайне мало, т.к. растительные остатки почти полностью минерализуются за один сезон. В летний период биологические процессы почти полностью затухают.

Опад в серо-бурые пустынные почвы поступает в основном в виде корней. Он отличается высокой зольностью (в зеленых частях полукустарниковых растений – 15-20%, в солянках – до 50%).

В растительном опаде содержится кальций, магний, натрий, концентрация которого способствует увеличению щелочности почвенного раствора и процессов солонцеватости почв.

Ограниченное количество осадков определяет непромывной тип водного режима. Низкая увлажненность обуславливает маломощность почвенного профиля, вялость биохимических процессов. Наиболее активными процессами можно считать образование корки и подкоркового горизонта. Дерновый процесс здесь очень слаб и кратковременен.

### 11.2.2. Классификация серо-бурых пустынных почв

В профиле серо-бурой пустынной почвы выделяются следующие горизонты:  $A_{корк}$ - $A$ - $B_k$ - $BC_r$ - $C_r$ .

$A_{корк}$  – пористая корка, палево-серая, плотная, мощностью 3-5 см.

$A$  – слоеватый подкорковый горизонт, палево-светло-серый, рыхлый.

$B_k$  – бурый или коричневый, уплотненный, призматически-комковатый, оглиненный, с пятнами карбонатов (белоглазка).

$BC_r$  – буровато-желтый, светлее предыдущего, более рыхлый, с выделениями легкорастворимых солей и гипса.

$C_r$  – материнская порода.

По особенностям, определяемым термическим режимом, серо-бурые пустынные почвы делятся на три подтипа: серо-бурые пустынные очень теплые промерзающие почвы, серо-бурые пустынные субтропические кратковременно промерзающие почвы, серо-бурые пустынные субтропические жаркие непромерзающие почвы.

*Серо-бурые пустынные очень теплые промерзающие почвы.* Основной ареал – Мангышлак, Центральный Устюрт, северная часть Кызылкумов и вся часть пустынной зоны, расположенная севернее Каратау.

*Серо-бурые пустынные субтропические кратковременно промерзающие почвы* – распространены в южной части Мангышлака, Устюрта и Кызылкумов, на Краснодарском полуострове, в Заунгузских Каракумах и Ферганской долине.

*Серо-бурые пустынные субтропические жаркие непромерзающие почвы* – низменные Каракумы, подгорные равнины Копет-Дага и остальная часть пустынной зоны к югу от 40° с.ш.

В типе серо-бурых пустынных почв выделяют следующие рода:

- обычные (солончаковатые) – солей более 0,3% на глубине 30-80 см;

- обычные гипсоносные – горизонт губчато-шестоватого гипса на глубине 50-70 см;
- солончаковые – легкорастворимых солей более 0,3% с глубины 5-30 см;
- солончаковые гипсоносные;
- такырно-солонцеватые – плотная поверхность почвы, разделенная трещинами на многогранники, весь профиль уплотненный;
- высокогипсоносные – губчато-шестоватый гипс с глубины 10-15 см;
- промытые – промыты от гипса и легкорастворимых солей, горизонт белоглазки во 2-м метре.

### 11.2.3. Состав и свойства серо-бурых пустынных почв

**Гранулометрический и минералогический состав.** Среди серо-бурых пустынных почв отмечаются почвы разного гранулометрического состава – от песчаного до суглинистого. Преобладают супесчаные и легкосуглинистые разновидности.

Характерная особенность механического состава серо-бурых почв – преобладание тонкопесчаной и крупнопылевой фракции, а также опесчаненность верхнего горизонта.

Минералогический состав отличается богатством первичных минералов (полевые шпаты, слюда, кварц, роговая обманка), т.к. выветривание здесь происходит очень медленно.

В илистой фракции больше гидрослюд и минералов монтмориллонитовой группы.

**Химический состав.** Серо-бурые почвы характеризуются низким содержанием гумуса (до 1%), азота, фосфора. В составе гумуса преобладают фульвокислоты.

Серо-бурые пустынные почвы карбонатны с поверхности. Максимальное содержание карбонатов наблюдается в верхних горизонтах и постепенно убывает вниз по профилю.

Серо-бурые почвы с глубины 30-40 см имеют почти постоянные признаки засоления, которые обычно отчетливо проявляются в первом полуметре. Среди солей преобладают сульфаты кальция.

**Физико-химические свойства.** Емкость поглощения серо-бурых пустынных почв низкая (5-10 мг-экв на 100 г почвы). В составе почвенного поглощающего комплекса преобладают кальций, магний. В солонцеватых серо-бурых пустынных почвах содержится натрий. Реакция щелочная по всему профилю.

**Физические и водно-физические свойства.** Серо-бурые пустынные почвы имеют неблагоприятные физические свойства: слабую оструктуренность, высокую плотность в корковом слое и солонцеватом горизонте. Эти горизонты отличаются более низкой водопроницаемостью.

Серо-бурые пустынные почвы испытывают резкий дефицит влаги. Даже весной запасы влаги невелики. Летом полевая влажность ниже коэффициенты завядания растений.

### 11.3 Такыры и такыровидные почвы

Такыр – в переводе на русский язык “твердая поверхность”. Это почвы глинистых пустынь, почти не покрытых растительностью. Они часто образуются в бессточных понижениях. Во влажном состоянии поверхность такыров представляет собой вязкую глину, в сухом – поверхность растрескивается и образует глинистую корку толщиной 2-3 см.

#### 11.3.1. Генезис такыров и такыровидных почв

В представлении почвоведов такырообразование является почвенным процессом. В формировании профиля такыров ведущая роль принадлежит процессам попеременного засоления и рассоления, а сами такыры определены как поверхностные, или карликовые, солонцы пустынной зоны. Солонцово-солончаковая гипотеза образования такыров получила наиболее широкое распространение и признание.

Такыры относятся по совокупности признаков к почвам, в которых совмещаются одновременно солончакаватость, солонцеватость и осолодение.

Тяжелый механический состав и своеобразные гидротермические условия пустынной зоны играют важную роль в формировании отрицательных свойств такыров.

В пустынной зоне большое распространение имеют *такыровидные пустынные почвы* и *почвы песчаных пустынь (песчаные пустынные)*.

Такыровидные почвы – это молодые почвы обсохших аллювиальных и пролювиально-аллювиальных равнин. Развиваются под лишайниковой растительностью с примесью солянок и эфемеров. Имеют слабо дифференцированный профиль с пористой корочкой.

Песчаные пустынные почвы представляют собой или перевеянные древнеаллювиальные отложения, или перевеянные коренные пески.

#### 11.3.2. Классификация такыров

Такыры имеют своеобразное строение профиля.

Верхний горизонт – крупнопористая (ячеистая), очень плотная корка, мощностью 2-3 см. Ниже залегает подкорковый горизонт, серый, иногда буроватый, слоегато-чешуйчатый, пористый, менее уплотненный. Далее идет комковатый горизонт. В солонцеватых такырах он хорошо выражен и сильно

уплотнен. Ниже залегает засоленная и загипсованная почвообразующая порода. Мощность такыров не превышает 30-40 см.

В типе такыры выделяют следующие рода:

- обычные – глубокозасоленные;
- солончаковатые – содержание солей более 0,3% на глубине 30-80 см;
- опесчаненные – с нанесенными на поверхность бугорками и гривками песка.

### **11.3.3. Состав и свойства такыров и такыровидных почв**

**Гранулометрический и минералогический состав.** Такыры – преимущественно глинистые почвы, редко суглинистые. В нижней части профиля часто отмечается более легкий механический состав. Среди частиц преобладает мелкопесчаная фракция.

В крупных фракциях содержатся полевые шпаты, слюда, кварц. В илистой фракции больше минералов монтмориллонитовой группы и гидрослюд.

**Химический состав.** Валовой анализ показывает преобладание окиси кремния в минеральной части такыров. В корке наблюдается некоторое увеличение кремнекислоты.

Во всех горизонтах магний преобладает над кальцием. Это указывает на богатство глинистых минералов магниевыми алюмосиликатами.

Такыры характеризуются очень низким содержанием гумуса (около 0,5%). В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Содержание подвижных соединений фосфора и калия также мало.

**Физико-химические свойства.** Емкость поглощения такыров низкая 5-10 мг-экв на 100 г почвы. В составе почвенного поглощающего комплекса преобладают кальций, магний, натрий, содержание которого составляет более 20% емкости. Реакция сильнощелочная по всему профилю. Большинство такыров сильно засолено. Наибольшее количество солей содержится в подкорковом горизонте.

**Физические и водно-физические свойства.** Такыры характеризуются неблагоприятными физическими и водно-физическими свойствами: низкой фильтрационной способностью, большой связностью и малой пористостью. Такыры имеют очень высокую плотность в сухом состоянии, слабую водопроницаемость. Даже ранней весной, в период наибольшего увлажнения, промачивание такыров не достигает 50 см.

## **11.4. Использование и лесорастительные свойства пустынных почв**

Значительная часть пустынных почв используется как пастбища, в сельском хозяйстве эти почвы могут быть использованы только при орошении.

Огромное количество минеральных солей, тепла и влаги позволяет получать в этой зоне высокие урожаи самых различных сельскохозяйственных культур. Зона пустынь – самая древняя область орошаемого земледелия. Здесь выращивают хлопчатник, сахарную свеклу, кукурузу, пшеницу, занимаются садоводством и виноградарством. Поэтому при орошении и обработке почвы необходимо следить за изменением ее водно-физических свойств, степенью засоления, количеством водорастворимых солей и предпринимать все необходимые меры против возникновения процессов вторичного засоления. Огромная территория этой зоны используется под пастбища, улучшение которых связано с правильным использованием земель, соблюдением норм выпаса скота.

Не все почвы пустынной зоны можно освоить под сельскохозяйственные культуры. Непригодны к освоению серо-бурые маломощные гипсоносные и щебенчатые почвы, а также сильнозасоленные.

Лучшими почвами среди серо-бурых являются несолонцеватые и слабосолонцеватые незасоленные и слабозасоленные, развитые на легких породах. При освоении серо-бурых почв, помимо полива и правильной обработки, необходимо внесение органических и минеральных удобрений.

Такыры характеризуются низким естественным плодородием, поэтому трудно поддаются освоению. В них содержится очень мало питательных элементов. Они имеют неблагоприятные водные, физические и воздушные свойства. К системе мелиоративных мероприятий, обеспечивающих повышение их плодородия и возможность получения урожаев относятся промывка от избытка солей, глубокая вспашка, внесение органических и минеральных удобрений, посев солеустойчивых культур и т.д.

Большие территории этой зоны заняты саксауловыми лесами. Наилучшие условия для их роста – супесчаные и легкосуглинистые почвы с глубиной залегания грунтовых вод от 3 до 8 м. На таких участках саксаульники имеют высоту 4-6 м. Кроме саксаула, здесь растут кандым, черкез, гребельник, акация песчаная. Для выращивания древесных пород в этой зоне необходимы промывка и орошение почв.

## Глава 12. СЕРОЗЕМЫ

Это почвы предгорно-пустынной или пустынно-степной зоны. Они распространены в пустынных степях Средней Азии и Закавказья.

### 12.1. Условия почвообразования

Предгорно-пустынная зона сухих субтропиков приурочена к подножиям горных массивов (Тянь-Шань, Памиро-Алтай) и является здесь первой ступенью в ряду вертикальных почвенных зон.

**Климат** зоны континентальный, сухой и жаркий, с мягкой теплой зимой. Количество осадков здесь обычно несколько больше, чем в пустынях, а в высоких предгорьях может достигать 400-500 мм. Основное количество осадков выпадает зимой и весной, летом дождей почти нет.

Важная особенность климата – резкая контрастность весны и лета. В короткий период теплой и влажной весны приурочена вспышка жизни, резкая активизация биологических и биохимических процессов. Во время продолжительного жаркого и сухого лета в развитии биологических процессов наступает пауза.

**Рельеф.** Сероземы занимают подгорные наклонные равнины и холмистые предгорья, а также одновысотные с ними склоны гор.

**Почвообразующие породы** в основном лессы и лёссовидные суглинки, часто подстилаемые галечниковыми отложениями.

**Растительность** этой зоны образует сомкнутый покров из эфемеров и эфемероидов, приспособленных к контрастному режиму увлажнения (мятлик живородящий, осочка, луковичный ячмень и др.) и растений более длительной вегетации (полынь, псоралея, фломис, кузиния и др.).

В межгорных долинах в пойменной части рек встречаются тугайные леса, состоящие из тополя, ивы, лоха.

### 12.2. Генезис сероземов

Существует три точки зрения на генезис сероземов.

По одной из этих версий свойства этих почв обусловлены современными факторами и процессами (И.С. Кауричев, 1982). Особое значение придается своеобразному гидротермическому режиму этих почв, обуславляющему интенсивность и ритм биологических и биохимических процессов.

Другая точка зрения базируется на том, что сероземы как древние почвы, не разрушенные деятельностью ледников, характеризующиеся возрастом порядка нескольких десятков тысяч лет, имеют сложную историю формирования и развития. В частности, они пережили не одну фазу повышенного увлажнения, когда почвообразование шло по типу коричневых почв с интенсивным оглиниванием и ожелезнением (А.Н. Розанов, 1951).

Согласно третьей точке зрения (В. А. Ковда, 1973; И. Н. Степанов, 1980) сероземы прошли стадию гидроморфного и затем полугидроморфного почвообразования с интенсивным гумусонакоплением и гидроморфной аккумуляцией карбонатов Са и Mg, гипса и других веществ. Впоследствии они подверглись выщелачиванию и аридизации.

Высокая температура, хороший тепловой режим почв, повышенная зольность растительных остатков создают благоприятные условия для полного разложения органических веществ в почвах. В результате быстрого разложения и минерализации растительных и перегнойных веществ в сероземах остается очень небольшое количество гумуса. Освободившиеся элементы питания не вымываются водой, а остаются в верхнем 1-4-метровом слое почвы. Таким образом, при сравнительно небольшом содержании перегноя сероземы плодородны. В летний период из-за дефицита влаги биологические процессы в сероземах приостанавливаются до следующего весеннего периода.

### 12.3. Классификация сероземов

Обычно профиль сероземов слабо расчленен на горизонты. Различают следующие почвенные горизонты: А-АВ-В<sub>к</sub>-С.

А – гумусовый, серый или светло-серый, чешуйчато-мелкокомковатый, сверху задернованный.

АВ – переходный, менее гумусный, имеет очень слабую сероватую окраску, непрочнокомковатый, дырчатый от ходов и камер животных, с выделениями карбонатов в виде плесени по стенкам пустот.

В<sub>к</sub> – иллювиальный карбонатный горизонт, наблюдается большое скопление карбонатов, придающих ему палевый оттенок, уплотненный, с редкими ходами землероев, карбонаты в виде плесени, белоглазки, журавчиков.

С – материнская порода.

Сероземы разделяют на три подтипа: сероземы светлые, сероземы типичные и сероземы темные.

*Сероземы светлые* – наиболее аридный подтип. В Средней Азии они занимают преимущественно подгорные равнины, местами – низкие предгорья и низкие горы. Как правило, не залегают выше 300-400 метров над уровнем моря. Светлые сероземы имеют профиль, очень слабо окрашенный из-за низкой гумусированности, мощностью не более 40-50 см. Горизонт А светло-серый.

*Сероземы типичные* – центральный подтип с наиболее ярко выраженными свойствами типа. Занимают более высокие части подгорных равнин, холмистые предгорья и низкогорья. Их гумусовый слой выделяется более отчетливо, горизонт А серого цвета.

*Сероземы темные* представляют собой наиболее влажный подтип, приуроченный к более высоким частям предгорий и низкогорий.

Выделяют следующие роды сероземов:

- обычные – на глубоких мелкоземистых породах, незасоленные, соответствуют описаниям подтипа;
- остаточнo-солончаковые – наличие солей в глубоких горизонтах, чаще всего встречаются среди светлых сероземах;

- галечниковые – выделяют по наличию гальки и разделяются по ее содержанию в верхних горизонтах и глубине подстилания сплошным галечником.

## 12.4. Состав и свойства сероземов

**Гранулометрический и минералогический состав.** Сероземы преимущественно легко- и среднесуглинистые почвы, среди темных сероземов часто встречаются тяжелосуглинистые.

Минералогический состав крупной фракции в основном представлен кварцем, полевыми шпатами, гидрослюдами, кальцитом. В илистой фракции преобладают гидрослюды, минералы монтмориллонитовой группы, а также хлорит, вермикулит и аморфные вещества.

**Химический состав.** Валовой состав сероземов характеризуется равномерным распределением компонентов минеральной части по профилю, за исключением карбонатов, содержание которых увеличивается вниз по профилю. Максимум карбонатов приходится на горизонт В<sub>к</sub>.

Характерная особенность сероземов – высокая карбонатность и малогумусность (в верхнем горизонте 1,0-3,5%).

В составе гумуса светлых и типичных сероземов преобладают фульвокислоты. В темных сероземах гумус фульватно-гуматный.

**Физико-химические свойства.** Емкость катионного обмена невысокая – 10-15 мг-экв на 100 г почвы в гумусовом горизонте. В составе почвенного поглощающего комплекса преобладает кальций, в меньших количествах – магний, калий, натрий.

**Физические свойства.** Сероземы характеризуются небольшой плотностью и высокой пористостью по всему профилю. Благоприятное сложение обусловлено их высокой микроагрегатностью и интенсивной деятельностью почвенной фауны.

## 12.5. Использование и лесорастительные свойства сероземов

Зона сероземов – это главный район хлопководства. Также здесь возделывают и многие другие ценные культуры – рис, сахарную свеклу, кукурузу, пшеницу, бахчевые. Широко распространено садоводство, виноградарство и шелководство.

Главная особенность земледелия зоны – орошение.

Основными мероприятиями по повышению плодородия сероземов в условиях правильного орошения являются: создание глубокого пахотного слоя, систематическое обогащение почв органическим веществом путем введения люцерново-хлопковых севооборотов, посева сидератов и внесения минеральных и органических удобрений.

Наилучшие условия для роста древесных пород в этой зоне складываются на почвах, образующихся по поймам рек, где формируются тугайные леса из тополей, ив, лоха, а также на лугово-сероземных, лугово-бурых и светло-бурых почвах легкого механического состава, на которых произрастают акация белая, боярышник, груша уссурийская, кизильник черноплодный и ясень пушистый.



## Глава 13. ПОЧВЫ ВЛАЖНЫХ СУБТРОПИКОВ

Наиболее характерные почвы влажных субтропиков – красноземы и желтоземы. Значительная площадь занята болотными почвами. Красноземы и желтоземы распространены в Закавказье и по побережью Черного моря.

### 13.1. Условия почвообразования

**Климат.** Эти почвы образуются в районах с влажным и теплым климатом со среднегодовой температурой 13-15°C, относительной влажностью воздуха 75-80% и среднегодовым количеством осадков 2000-2500 мм. Продолжительность вегетационного периода 240-250 дней.

**Рельеф.** Красноземы и желтоземы формируются в условиях расчлененного рельефа холмистых предгорий и низких гор с абсолютной высотой до 600 м.

**Почвообразующие породы** представлены продуктами выветривания изверженных горных пород (андезитов, базальтов, порфириновых туфов) и осадочных третичных отложений (глинистых и песчано-глинистых сланцев). На более низких территориях почвообразующими породами служат аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения.

**Растительность.** Древесная растительность описываемой зоны представлена густыми широколиственными лесами колхидского типа из граба, дуба, бука, каштана. Подлесок состоит из лавровишни, рододендрона. Деревья густо переплетены лианами.

### 13.2. Красноземы

#### 13.2.1. Генезис красноземов

Почвообразование в зоне влажных субтропиков протекает в кислой среде, что характерно для подзолистого процесса. Однако признаки оподзоливания в красноземах проявляются не повсеместно, что связано с большим количеством оснований, образующихся при разложении органического вещества, которые, в свою очередь, нейтрализуют кислые продукты. Также процесс оподзоливания ослабляется вследствие поступления полутораокисей, которые высвобождаются при минерализации растительных остатков. Степень оподзоливания красноземов определяется характером почвообразующей породы. На галечно-валунных отложениях процесс оподзоливания проявляется сильнее, чем на основных изверженных породах. Степень оподзоленности усиливается и при временном переувлажнении по пониженным элементам рельефа. В красноземах подзолистый процесс протекает в сочетании с дерновым. В результате в верхних горизонтах накапливается гумус. Гумусообразование в красноземах может достигать значительных объемов, несмотря на интенсивную минерализацию органического вещества. Это

объясняется особенностями биологического круговорота (большая биомасса, накапливаемая растительными сообществами; значительное количество зольных элементов и азота).

### 13.2.2. Классификация красноземов

Профиль красноземов имеет следующее строение: A<sub>0</sub>-A-AB-B-BC-C.

A<sub>0</sub> – лесная подстилка или дернина мощностью 2-3 см.

A – гумусовый горизонт, серовато-темно-коричневый, комковато-зернистый, рыхлый с большим количеством корней.

AB – серовато-красный, комковатый или комковато-ореховатый, уплотненный.

B – неоднородно окрашенный, буровато-красный с темными и желтыми пятнами, ореховатый, более плотный.

BC – переходный к породе, неоднороден.

C – материнская порода красного цвета с железисто-марганцевыми конкрециями, с ветло-желтыми пятнами кремнезема.

Тип красноземных почв подразделяется на два подтипа: красноземы типичные (неоподзоленные) и красноземы оподзоленные.

*Красноземы типичные (неоподзоленные).* Строение и свойства этих почв соответствуют характеристике типа. Распространены в южной части ареала красноземов, занимают покатые склоны.

*Красноземы оподзоленные.* В основном приурочены к плоским элементам рельефа (водораздельным частям увалов). Отличаются от типичных менее яркой окраской и наличием оподзоленного горизонта A<sub>2</sub> светло-палевого цвета. Эти красноземы имеют более отчетливо выраженный иллювиальный горизонт В.

В типе красноземы выделяют следующие рода:

- развитые на элювии изверженных пород – свойства красноземов выделены наиболее отчетливо; характеризуются большим содержанием полуторных окислов (40-50%), высокой поглотительной способностью;
- развитые на элювии галечников – имеют более низкое содержание полуторных окислов (около 35%), несколько пониженную поглотительную способность;
- развитые на зебристых глинах – наиболее бедны полуторными окислами (25-30%), имеют низкую поглотительную способность;
- развитые на переотложенном красноземном материале – наличие слоистости, отсутствие яркой пятнистой окраски, преобладание коричневатых тонов.

Оподзоленные красноземы разделяются на виды по степени оподзоленности на слабооподзоленные – осветленный горизонт образует отдельные пятна, среднеоподзоленные – осветленный горизонт сплошной.

### 13.2.3. Состав и свойства красноземов

**Гранулометрический и минералогический состав.** Красноземы преимущественно тяжелосуглинистые и глинистые почвы. В крупных фракциях содержится незначительное количество полевых шпатов. Илистая фракция красноземов состоит преимущественно из каолинита и галлуазита, а также из минералов группы полутораокисей.

**Химический состав.** Содержание гумуса красноземов 5-8% (иногда 10-12%), в его составе преобладают фульвокислоты. Почвы содержат 0,2-0,4% азота и очень бедны подвижными формами фосфора.

**Физико-химические свойства.** Среди поглощенных катионов преобладает водород и алюминий (60-75% емкости поглощения), остальная часть приходится на кальций и магний. Красноземы обладают низкой емкостью катионного обмена (5-10 мг-экв на 100 г почвы). Реакция среды кислая (рН 4,2-4,5).

**Физические свойства.** Красноземы обладают хорошо выраженной водопрочной структурой, высокой водопроницаемостью, большой влагоемкостью и пористостью.

## 13.3. Желтоземы

Желтоземы, как и красноземы, образовались в условиях субтропического влажного и теплого климата.

### 13.3.1. Классификация желтоземов

Желтоземы имеют более выраженные признаки оподзоливания, чем красноземы. Профиль их четко дифференцирован на следующие горизонты: А<sub>0</sub>-А<sub>1</sub>-А<sub>2</sub>(А<sub>2</sub>В)-В-ВС-С.

А<sub>0</sub> – лесная подстилка.

А<sub>1</sub> – гумусовый, темно-серый или серый с палево-желтым оттенком, комковатый или комковато-ореховатый.

А<sub>2</sub>(А<sub>2</sub>В) – неясно-оподзоленный, серовато-желтый, неясно комковатый, уплотненный, точечные железисто-марганцевые конкреции, сизоватые и ржавые пятна оглеения.

В – иллювиальный горизонт, светло-желтый или желтый, структура призмовидного типа, иногда бесструктурный, плотный.

ВС – переходный горизонт, свойства зависят от характера почвообразующей породы.

С – материнская горная порода желтого цвета.

В типе желтоземов выделяют четыре подтипа: желтоземы ненасыщенные, желтоземы ненасыщенные оподзоленные, желтоземы слабоненасыщенные, желтоземы слабоненасыщенные оподзоленные.

*Желтоземы ненасыщенные* Морфологическое строение профиля соответствует типу. Характеризуется слабым развитием или отсутствием дифференциации минеральной части профиля.

*Желтоземы ненасыщенные оподзоленные.* Характеризуются осветлением верхней части оподзоленной части профиля. Иллювиальный горизонт яркой желтой окраски.

*Желтоземы слабоненасыщенные* отличаются коричневым оттенком средней и нижней части профиля.

*Желтоземы слабоненасыщенные оподзоленные.* Профиль этого подтипа отличается светлой окраской (серовато-палевая, серовато-светло-желтая), более легким механическим составом (по сравнению с горизонтом В).

В типе желтоземы различают следующие рода:

- обычные – наиболее полно отражают свойства того подтипа, в котором выделяются;
- остаточно-карбонатные – образуются на материнских породах, богатых карбонатами, в нижних горизонтах из-за присутствия карбонатов реакция нейтральная);
- неполноразвитые – каменистые, щебнистые почвы с укороченным профилем;
- галечниковые – формируются на галечниковых отложениях.

На виды желтоземы разделяются по мощности гумусового горизонта, по степени оглеения, по степени оподзаливания (для оподзоленных желтоземов).

### 13.3.2. Состав и свойства желтоземов

**Гранулометрический и минералогический состав.** По механическому составу желтоземы преимущественно глинистые или суглинистые почвы. Илистая фракция имеет преимущественно каолинитовый состав. В отличие от красноземов, в желтоземах меньше минералов полутораокисей (гепатита, гиббсита и др.).

**Химический состав.** Валовой анализ показывает более высокое, чем у красноземов, содержание  $\text{SiO}_2$  по всему профилю, причем наибольшее количество кремнезема отмечается в оподзоленном горизонте. Содержание гумуса 4-5% (иногда до 10%), в его составе преобладают фульвокислоты. Почвы содержат 0,2-0,4% азота.

**Физико-химические свойства.** В составе обменных катионов преобладает кальций (60-80% емкости поглощения), остальная часть приходится на магний и водород. Реакция почвенного раствора слабокислая (рН 5-6).

**Физические свойства.** Желтоземы характеризуются менее благоприятными свойствами, чем красноземы: низкой водопроницаемостью, внутрпочвенным водоупором, плохой аэрацией, слабой оструктуренностью.

### **13.4. Использование и лесорастительные свойства красноземов и желтоземов**

Использование красноземов и желтоземов имеет большое народнохозяйственное значение, так как на них выращивают ценные субтропические культуры: чай, citrusовые, ароматические растения. Эти почвы имеют небольшой запас доступных для растений питательных веществ, азот из них легко вымывается, а фосфор находится в недоступном состоянии. Поэтому здесь необходимо внесение удобрений. Из минеральных удобрений наиболее эффективны азотные и фосфорные, которые вносят высокими дозами. При выращивании сельскохозяйственных культур применяют известкование. Из древесных пород растут самшит, эвкалипт и др.

## Глава 14. ПОЧВЫ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Горные почвы занимают обширные пространства на территории России, обусловленные наличием ряда горных систем – Дальнего Востока, Южной Сибири, Урала, Предкавказья.

Формирование и распределение почв в горных районах страны подчиняется закону вертикальной зональности.

### 14. 1. Вертикальная зональность почв

Вертикальная зональность почв была впервые исследована В.В. Докучаевым.

*Под вертикальной зональностью следует понимать смену почв с высотой местности, что связано с изменением климата и растительности.*

Почвенные зоны в горных странах, подобно равнинным территориям, располагаются в виде поясов. В зависимости от климата предгорий и высоты гор число почвенных зон может быть различным. На их количество влияют также направления горных цепей и систем, их положение по отношению к действующим ветрам, расстояние от морей и океанов.

Характер вертикальной зональности определяется положением горной страны, т.е. в каком широтном биоклиматическом поясе (широтной зоне) она расположена. Различают следующие классы поясности: полярный, бореальный, суббореальный и субтропический (В.М. Фридланд)

Образование почв в предгорьях Восточных Карпат протекает в условиях мягкого влажного климата под пологом широколиственных лесов, состоящих из дуба, граба, бука, под которыми формируются горные бурые лесные почвы. На высоте 1800-2000 м они сменяются горными подзолистыми почвами, развитыми под хвойными лесами. Выше 2000 м отдельными участками встречаются горно-луговые почвы.

На Кавказе, прилегающие со стороны Черного моря желтоземы и красноземы с субтропической растительностью сменяются на высоте 500-600 м горными бурыми лесными почвами, образующимися под пологом широколиственных лесов. С высоты 900-1200 м начинается зона темнохвойных лесов с горными подзолистыми почвами. На высоте 1800-2800 м находятся субальпийские горно-луговые черноземовидные почвы, а выше 2800 м – горно-луговые дерновые и горно-луговые торфянистые почвы, примыкающие к зоне вечных снегов (рис. 3.2).

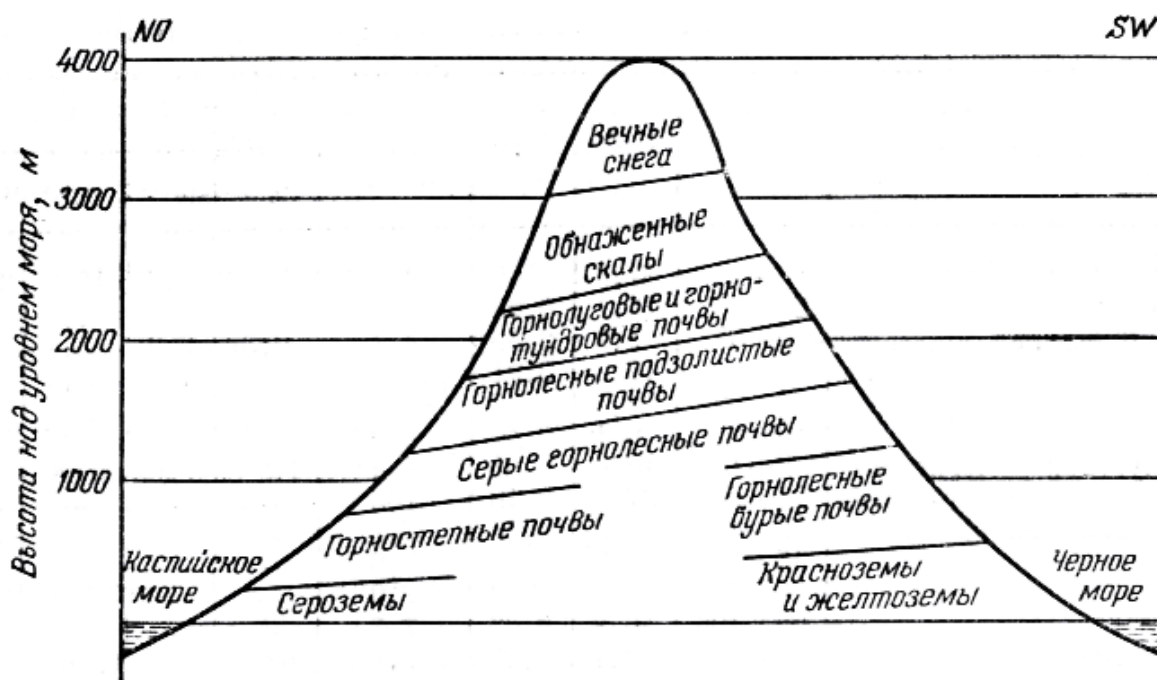


Рис. 3.2. Схема вертикальных почвенных зон северного и южного склонов Большого Кавказа (по С.А. Захарову)

Вертикальная зональность почв в горах нередко повторяет широтную зональность. Это можно проследить на примере Кавказских гор со стороны Каспийского моря. К Кавказским горам здесь прилегает пустынно-степной пояс с сероземами в предгорной части, которые сменяются каштановыми и выше черноземными почвами. Выше 300-800 м начинаются лиственные леса с серыми лесными почвами; с высоты 800-1200 м – буковые леса с бурыми лесными почвами; с 1200-1800 м – хвойные леса с горно-лесными подзолистыми почвами. Выше 1800 м расположены субальпийские луга с горно-луговыми черноземовидными почвами и выше 2800 м – альпийские луга с горно-луговыми дерновыми и торфянистыми почвами, граничащими с зоной вечных снегов.

Уральские горы имеют большую протяженность с севера на юг, пересекая несколько почвенно-климатических зон. При небольшой высоте гор вертикальная зональность проявляется не всегда. На Северном Урале, расположенном в зоне тундр, преобладают горно-тундровые почвы. Средний Урал расположен в лесной зоне. Большая часть склонов покрыта кислыми неоподзоленными, в разной степени оглееными лесными почвами и только выше 1000 м встречаются отдельные участки горно-тундровых почв. В нижней части гор Южного Урала сформировались черноземные почвы, сменяющиеся под широколиственными лесами горными серыми лесными почвами. В верхней части гор (выше 1000 м) распространены горно-луговые (дерновые) почвы.

В предгорьях Средней Азии, пустынной и полупустынной зонах преобладают пустынно-степные почвы. В нижних частях долин (от 300 до 1200

м) под полынно-злаковой растительностью формируются сероземы, выше – от 1200 до 3200 м, сменяя друг друга, горные черноземы, горные каштановые и горные бурые почвы. На сухих высокогорных равнинах, расположенных выше 4км, развиваются такыровидные пустынные почвы. Хорошо увлажненные горные склоны на высоте 1000-2000 м под лугово-типчаковой растительностью покрыты горными коричневыми и горными каштановыми почвами; выше 2000 м – горными черноземами, а под лесами – горными лесными почвами еловых лесов и арчевников. Выше 2800 м развиваются горно-луговые дерновые и торфянистые почвы, которые сменяются горными тундровыми почвами.

Значительная часть Восточной Сибири расположена в зоне тундр и покрыта целиком горными тундровыми почвами. В горах лесной зоны под лесами развиваются подзолистые мерзлотно-таежные почвы различной степени увлажнения. Вершины гор представлены гольцами.

## 14.2. Условия почвообразования

**Климат** горных областей характеризуется более низкой температурой воздуха (по сравнению с равнинными территориями), понижением атмосферного давления, повышенной влажностью воздуха, большим количеством осадков, большей солнечной радиацией. Установлено, что по мере поднятия на каждые 100 м средняя температура воздуха снижается на 0,5°C.

**Рельеф.** Его роль в горном почвообразовании чрезвычайно велика. По образному выражению В.В. Докучаева, рельеф в горных странах является «вершителем почвенных судеб». Господствующими формами рельефа здесь являются склоны различной крутизны и экспозиции, определяющие климатические особенности, растительность и почвенный покров.

**Почвообразующие породы** – элювиальные, делювиальные пролювиальные, аллювиальные отложения разного гранулометрического состава. Для них характерны каменистость, невысокое содержание мелкозема и небольшая мощность. В вулканических горах распространены осадки вулканического пепла, лавы и продукты их выветривания.

**Растительность** изменяется с высотой, в соответствии с системой высотной поясности. Так, в нижних частях Кавказских гор растут тропические растения, сменяющиеся выше широколиственными, а затем темнохвойными лесами. Еще выше появляются альпийские луга, которые постепенно переходят в зону вечных снегов.

## 14.3. Горно-луговые почвы

Горно-луговые почвы развиваются под альпийскими и субальпийскими лугами. Значительное количество осадков, часто высокая влажность воздуха, мощная травянистая растительность способствуют накоплению органического вещества в почвах. Преобладание термического выветривания обуславливает формирование мелких, сильноскелетных, слаборасчлененных на горизонты почв, имеющих следующее строение:  $A_d(A_{dt})-A-B-BC-C$ .



$A_d(A_{dt})$  – дернина, нередко оторфованная, бурого цвета.

A – гумусовый горизонт, темно-коричнево-бурый, непрочно-мелко-зернистый, часто с включением щебня, камней, содержит много корней.

B – переходный горизонт, буро-коричневый, непрочно-мелко-зернистый, сильно скелетный, уплотненный

BC – переходный горизонт с преобладающими свойствами почвообразующей породы.

C – материнская порода.

Для горно-луговых почв характерна большая гигроскопичность и влагоемкость, убывающие с глубиной; малое число новообразований органического происхождения; сильная выщелоченность (полное отсутствие карбонатов в почвенном профиле).

Глинистые минералы горно-луговых почв представлены преимущественно гидрослюдами, также встречается монтмориллонит, каолинит и др.

Горно-луговые почвы отличаются сильнокислой реакцией, обладают низкой степенью насыщенности почв основаниями, для них характерно высокое содержание гумуса (до 20%), в составе гумуса преобладают фульвокислоты.

Тип горно-луговые почвы подразделяется на два подтипа: горно-луговые альпийские и горно-луговые субальпийские почвы.

*Горно-луговые альпийские почвы.* Формируются под альпийской луговой растительностью и имеют морфологическое строение, соответствующее описанию для типа. От субальпийских они отличаются более кислой реакцией ( $pH_{KCl}$  4,2-4,6), более высокими значениями потенциальной кислотности (24 и более мг-экв на 100 г почвы), более низкими значениями и более резким уменьшением с глубиной содержания поглощенных кальция и магния (3-11 мг-экв на 100 г почвы), незначительной насыщенностью основаниями (15-38%).

*Горно-луговые субальпийские почвы* формируются под субальпийской луговой растительностью, отчетливо отличаются от предыдущего подтипа появлением серых тонов в окраске, большей прочностью структуры, повышенной мощностью гумусового профиля, более тяжелым механическим составом, меньшей кислотностью ( $pH_{KCl}$  4,4-4,8), бóльшим содержанием катионов кальция и магния в поглощающем комплексе (8-19 мг-экв на 100 г почвы), более высокой степенью насыщенности почв основаниями (31-52%). Гидролитическая кислотность составляет 15-20 мг-экв на 100 г почвы.

В типе горно-луговых почв выделяются следующие рода:

- обычные – развиваются на различных некарбонатных породах;
- темноцветные – отличаются темно-серой окраской с бурым оттенком, более прочной мелкозернистой структурой;
- вторичные – формируются на контакте субальпийского и горно-лесного поясов, под послелесной луговой растительностью.
- вторичные оподзоленные – содержат в профиле белесую присыпку или признаки подгоризонта  $A_1A_2$

#### 14.4. Горно-луговые черноземовидные почвы

Горно-луговые черноземовидные почвы развиваются в высокогорной зоне под альпийскими, преимущественно остепненными лугами и луговыми степями. Распространены в тех же высокогорных районах, что и горно-луговые почвы, на вершинах хребтов и склонах всех экспозиций и различной крутизны. Горно-луговые черноземовидные почвы формируются на продуктах выветривания карбонатных пород (известняках, карбонатных сланцах и др.).

В профиле горно-луговых черноземовидных почв выделяют следующие горизонты:  $A_d$ -A-B-BC-C:

$A_d$  – дернина.

A – гумусовый, черный или темно-серый с коричневым оттенком, зернистый или комковато-зернистый, уплотненный, включения камней, щебня, много корней, копролиты.

B – переходный горизонт, темно-серый с коричневым оттенком, зернистый, уплотненный, корни, копролиты.

BC – переходный с преобладанием в окраске и строении признаков почвообразующей породы.

C – материнская порода.

В средней или нижней части профиля горно-луговых черноземовидных почв часто увеличивается содержание тонкодисперсных частиц (мелкая пыль, ил). Глинистые минералы почв представлены преимущественно гидрослюдами, встречаются также каолинит, монтмориллонит и др. Реакция горно-луговых черноземовидных почв варьирует от слабокислой до слабощелочной ( $pH_{KCl}$  5,4-7,2). Гидролитическая кислотность незначительная (до 10 мг-экв на 100 г почвы) и может быть обусловлена как водородом так и алюминием. Горно-луговые черноземовидные почвы обладают высокой поглощательной способностью (более 80 мг-экв на 100 г почвы). В составе поглощающего комплекса резко преобладают катионы кальция и магния. Почвам также присуща высокая степень насыщенности почв основаниями (70-100%).

Содержание гумуса горно-луговых черноземовидных почв колеблется в пределах 20-25% в верхних горизонтах. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты.

В типе горно-луговых черноземовидных почв выделяются три подтипа: горно-луговые черноземовидные типичные почвы, горно-луговые черноземовидные выщелоченные почвы, горно-луговые черноземовидные карбонатные почвы.

*Горно-луговые черноземовидные типичные почвы* по морфологическому строению соответствуют описанию, данному для типа. Для них характерна нейтральная реакция среды (около 7,0), степень насыщенности почв основаниями – 90-93%.

*Горно-луговые черноземовидные выщелоченные почвы.* От типичных отличаются отсутствием обломков карбонатной породы, меньшей прочностью структуры, повышенной мощностью, слабокислой реакцией, минимальным (для типа) содержанием поглощенных кальция и магния. Степень насыщенности почв основаниями 80-85%. Вскипание от 10% HCl происходит в гумусовом горизонте.

*Горно-луговые черноземовидные карбонатные почвы.* Характеризуются вскипанием от 10% HCl по всему профилю, ввиду обилия мельчайших включений остаточных карбонатов, слабощелочной реакцией, полной насыщенностью основаниями (кальцием и магнием).

В типе горно-луговых черноземовидных почв выделяют следующие рода:

- обычные – развиваются на известняках;
- мергельные – формируются на мергелях, отличаются более тяжелым гранулометрическим составом;
- мраморные – развиваются на мраморах, характеризуются более легким механическим составом и меньшей прочностью структуры.

#### **14.4. Горные лугово-степные почвы**

В отличие от горно-луговых почв горные лугово-степные почвы формируются в более засушливом лугово-степном поясе гор, на менее выщелоченных почвообразующих породах в условиях периодически промывного водного режима.

В профиле горных лугово-степных почв выделяются следующие горизонты: A<sub>д</sub>-A-B-BC-C:

A<sub>д</sub> – дернина.

A – гумусовый, серовато-коричневый, комковато-зернистый, много корней, копролиты.

B – переходный горизонт, серовато-коричневый, комковато-зернистый, более скелетный, чем предыдущий, уплотненный, корни, копролиты.

BC – переходный горизонт, с преобладанием в окраске и строении признаков почвообразующей породы.

C – материнская порода.

Глинистые минералы представлены главным образом гидрослюдами, реже монтмориллонитом и каолинитом.

Реакция почв варьирует от слабокислой до слабощелочной (pH<sub>KCl</sub> 4,8-7,2). Степень насыщенности почвы основаниями высокая (более 70%). В составе поглощенных катионов преобладают кальций и магний. Емкость катионного обмена составляет 30-35 мг-экв на 100 г почвы.

Почвы содержат много гумуса (до 20% в гумусовом горизонте), в составе гумуса преобладают гуминовые кислоты.

Тип горные лугово-степные почвы подразделяется на два подтипа: горные лугово-степные субальпийские почвы и горные лугово-степные альпийские почвы.

*Горные лугово-степные субальпийские почвы* формируются под субальпийскими, послелесными остепненными лугами и луговыми степями. Имеют строение, соответствующее описанному выше для типа. Они менее кислые (pH<sub>KCl</sub> около 6,0), обладают невысокой емкостью поглощения (15-25 мг-экв на 100 г почвы). Степень насыщенности почв основаниями – 80-90%.

*Горные лугово-степные альпийские почвы.* Развиваются под альпийской остепненной растительностью. Отличаются от субальпийских меньшей сероватостью в окраске, значительно меньшей прочностью структуры, лучшей

порозностью, сильной выщелоченностью, большей кислотностью ( $pH_{KCl}$  около 5,5). Степень насыщенности почв основаниями – 70-80%.

Тип горных лугово-степных почв подразделяется на следующие рода:

- обычные – развиваются на некарбонатных плотных осадочных и массивно-кристаллических породах;
- темноцветные – отличаются более темной окраской, лучшей оструктуренностью, большим содержанием обменных кальция и магния.

### **13.4. Использование и лесорастительные свойства почв горных областей**

В северных и восточных горных областях 65% площади занято лесами, 25% используется в качестве пастбищ и сенокосов. В южных горных областях преобладают пашни и сады, которые занимают здесь 8%; на пастбища, выгоны и сенокосы приходится 55%, на леса 16% общей площади.

На горных почвах выращивают пшеницу, кукурузу, хлопок, виноград, цитрусовые, чай, табак, овощи. Горные почвы широко используются в лесном и сельском хозяйстве как пастбищные угодья.

Горно-луговые почвы главным образом используются под сенокосы и пастбища. Наибольшая площадь почв северных горных областей занята оленьими пастбищами – 41,5%. Пастбищами и выгонами в южных районах занято более 15%, сенокосами – 8,7% общей площади освоенных горных земель.

## Глава 15. ПОЧВЫ РЕЧНЫХ ПОЙМ

На территории нашей страны имеется много больших и малых рек. У многих из них хорошо развиты речные долины. *Часть территории речной долины, периодически затопляемая в периоды половодья, называется поймой.* В зависимости от рельефа, климата и характера течения рек ширина поймы колеблется от нескольких десятков метров (у горных рек) до десятков километров (у больших спокойных рек). Наиболее широкие поймы разработали крупные реки – Обь, Енисей, Лена, Амур, Волга, Кама, Днепр, Урал и др.

### 15.1. Условия почвообразования

**Поемные и аллювиальные процессы.** Главная особенность почвообразования в поймах рек – развитие поемных и аллювиальных процессов.

*Поемный процесс* – это периодическое затопление поверхности поймы паводковыми (полыми) водами. Поемность способствует поднятию грунтовых вод, смягчает климат, влияет на направление и интенсивность микробиологических процессов в почве, а также характер природной растительности и ее продуктивность, на солевой режим почв и почвенно-грунтовых вод.

*Аллювиальный процесс* – это перенос паводковыми водами взмученного материала, размывание поймы и переотложение на ее поверхности взвешенных в воде частиц в виде слоя наилка или аллювия. В результате этого процесса аллювиальные почвы постоянно растут вверх за счет новых порций аллювия.

В прирусловой части поймы скорость паводковых вод наибольшая, поэтому здесь откладываются более крупные песчаные частицы. Прирусловая часть хорошо дренирована. Почвы прирусловой части в большинстве своем песчаные и супесчаные. Характерной особенностью строения этих почв является четко выраженная слоистость.

В центральной части поймы при небольшой скорости паводковых вод отлагаются мелкие (глинистые и илистые) частицы, богатые органическими веществами.

В притеррасной части, наиболее удаленной от русла, скорость паводковых вод очень мала, причем после половодья вода в пойме на долгое время застаивается. Почвы развиваются под влиянием длительного переувлажнения – отложение наиболее мелких взвешенных частиц часто сочетается с болотным процессом. Торфообразование в притеррасной пойме происходит по низинному типу.

Поскольку русло реки постоянно меандрирует, то части поймы могут меняться местами, что приводит к большой неоднородности и слоистости аллювиальных отложений.

**Рельеф.** Прирусловая пойма имеет волнистый рельеф с четко выраженными песчаными валами и высокими гривами. Иногда здесь формируются эоловые формы рельефа – дюны.

Рельеф центральной поймы более спокойный, но очень часто с выраженным микрорельефом – наличием грив и понижений между ними.

Притеррасная пойма представляет собой несколько пониженную по отношению центральной пойме территорию, большей частью заболоченную.

**Растительность.** Растительный покров пойм представлен луговыми разнотравно-злаковыми ассоциациями. В прирусловой и центральной части необлесенных пойм господствует злаковое разнотравье, в притеррасной – осоки и мхи. Наиболее богатый травостой в центральной пойме. Здесь распространены костер безостый, тимофеевка, лисохвост, овсяница луговая, пырей ползучий, мятлик луговой, клевер и др.

Прирусловая пойма характеризуется довольно неоднородным и более бедным травостоем. Преобладает влаголюбивая растительность: щучка, осоки, канареечник, тростник и др.

Из древесной растительности в поймах таежно-лесной зоны преобладают ель, сосна, береза, ольха, ивы; в лесостепной и степной – дуб, вяз, тополь, клен, ивы; в пустынной и полупустынной – тополь, лох, саксаул и др.

## **15.2. Пойменные (аллювиальные) почвы**

Основы учения о почвообразовании в поймах разработаны В.Р. Вильямсом. Дальнейшее изучение особенностей почвенного покрова в поймах связано с работами С.С. Соболева, В.И. Шрага, Е.В. Шанцера, И.И. Плюснина, Г.В. Добровольского, В.В. Егорова и др.

Поймы являются областью регулярной аккумуляции различных элементов, которые систематически приносятся с водоразделов и склонов водосбора в виде аллювиальных отложений, а также в составе растворенных веществ с грунтовыми и паводковыми водами.

Поскольку основу естественной растительности в пойме представляют луговые травы, то ведущим природным процессом почвообразования является дерновый.

В поймах выделяют три группы аллювиальных почв: аллювиальные дерновые, аллювиальные луговые и аллювиальные болотные (Г.В. Добровольский).

### **15.2.1. Аллювиальные дерновые почвы**

Аллювиальные дерновые почвы формируются в прирусловой и центральной частях пойм, при глубоком залегании грунтовых вод в условиях кратковременного увлажнения паводковыми водами. Они имеют легкий гранулометрический состав, часто слоистое строение.

Профиль аллювиальных дерновых почв имеет следующее строение  $A_d$ - $A$ - $B$ - $CD$ :

$A_d$  – слабо уплотненная дернина небольшой мощности.

$A$  – гумусовый горизонт, серый или серовато-бурый, комковатый, различной мощности.

В – переходный горизонт, слоистый, без признаков иллювиального процесса, слабо развит в маломощных почвах.

CD – аллювий различного механического состава, слоистый, имеет легкий механический состав.

В этой группе выделено три типа почв, которые имеют определенное зональное положение: аллювиальные дерновые кислые, аллювиальные дерновые насыщенные, аллювиальные дерново-опустынивающиеся карбонатные.

**Тип аллювиальные дерновые кислые почвы** формируются в основном под лугами, кустарниками и прирусловыми лесами в условиях кратковременного затопления быстротекущими паводковыми водами. Почвы не переувлажнены, следы оглеения отсутствуют.

Аллювиальные дерновые кислые почвы характеризуются низким содержанием гумуса и азота; реакция среды кислая ( $pH_{KCl}$  4,0 - 5,0); содержание элементов питания растений различно и зависит от минералогического состава песчаных наносов. Почвы обладают высокой водопроницаемостью, хорошей аэрацией.

В типе выделяют четыре подтипа: *аллювиальные дерновые кислые слоистые примитивные, аллювиальные дерновые кислые слоистые, собственно аллювиальные дерновые кислые, аллювиальные дерновые кислые оподзоленные.*

В типе аллювиальных дерновых кислых почв выделяют два рода почв: обычные и галечниковые.

Разделение на виды осуществляется:

- по мощности гумусового горизонта – маломощные (от 20 до 40 см) и маломощные укороченные (менее 20 см);
- по содержанию гумуса – малогумусные (до 3%), среднегумусные (3-5%), многогумусные (более 5%).

**Тип аллювиальные дерновые насыщенные почвы.** Распространены в лесостепной и степной зоне, преимущественно в прирусловой пойме. В лесной зоне встречаются в регионах с карбонатными породами.

Почвы обладают высокой водопроницаемостью, хорошей аэрацией. Они имеют менее кислую реакцию среды, более высокое содержание гумуса (до 10% в горизонте  $A_1$ ), в составе гумуса преобладают гуминовые кислоты.

В типе выделяют четыре подтипа: *аллювиальные дерновые насыщенные слоистые примитивные, аллювиальные дерновые насыщенные слоистые, собственно аллювиальные дерновые насыщенные, аллювиальные дерновые насыщенные остепняющиеся.*

Тип аллювиальные дерновые насыщенные почвы подразделяется на следующие рода: обычные, солонцеватые, засоленные, слитые и галечниковые.

Разделение на виды:

- по мощности гумусового горизонта – сверхмощные (более 120 см), мощные (от 80 до 120 см), среднемощные (от 40 до 80 см), маломощные (от 20 до 40 см), маломощные укороченные (менее 20 см);

- по содержанию гумуса – микрогумусные (менее 2%), слабогумусные (от 2 до 4%), малогумусные (от 4 до 7%), среднегумусные (от 7 до 9 %) и высокогумусные (более 9%).

**Тип аллювиальные дерново-опустынивающиеся карбонатные почвы** формируется в полупустынной и пустынной зоне на повышенных элементах рельефа пойм, дельт и конусов выноса временных водотоков. Почвенный профиль карбонатный, реакция щелочная, признаки оглеения отсутствуют. Содержание гумуса чаще всего менее 2%. В профиле выделяют гумусовый и переходный горизонты, в любой части профиля могут обнаруживаться соли.

Тип аллювиальные дерново-опустынивающиеся карбонатные почвы делится на три подтипа: *аллювиальные дерново-опустынивающиеся карбонатные слоистые примитивные, аллювиальные дерново-опустынивающиеся карбонатные слоистые и собственно аллювиальные дерново-опустынивающиеся карбонатные.*

Рода: обычные, солонцеватые, засоленные, слитые и галечниковые.

Разделение на виды проводится по верхней границе залегания солевых выделений, по степени засоленности и солонцеватости.

### 15.2.2. Аллювиальные луговые почвы

Аллювиальные луговые почвы развиваются при относительно невысоком залегании грунтовых вод (1-2 м). Приурочены в основном к плоским участкам центральной части поймы. После весеннего половодья верхняя граница капиллярной каймы постоянно или временно находится в пределах почвенного профиля.

Профиль аллювиальных луговых почв следующий  $A_d-A-B-B_g(G)-CD_g$ :

$A_d$  – плотная дернина мощностью 3-5 см.

$A$  – гумусовый горизонт темно-серого или буровато-серого цвета, тяжелого механического состава, с зернистой структурой, много ржаво-бурых пятен.

$B$  – переходный горизонт с пятнами оглеения, возможны ортштейновые прослойки.

$B_g(G)$  – глеевый горизонт разной степени оглеения, голубоватых, сизоватых тонов, бесструктурный, часто слоист с ортштейновыми прослойками.

$CD_g$  – слоистый аллювий, обычно оглеен.

В этой группе выделяют четыре типа: аллювиальные луговые кислые, аллювиальные луговые насыщенные, аллювиальные луговые карбонатные и аллювиальные луговые лугово-болотные почвы.

**Аллювиальные луговые кислые почвы.** Приурочены к плоским равнинным участкам центральной поймы. Формируются в условиях затопления спокойными паводковыми водами. Аллювиальные луговые кислые почвы развиваются под влажными разнотравно-злаковыми лугами и влажными лесами таежно-лесной зоны.

Содержание гумуса в горизонте  $A_1$  колеблется от 4 до 12%, в составе гумуса преобладают фульвокислоты. Аллювиальные луговые кислые почвы обладают оптимальной (иногда избыточной) влажностью гумусовых горизонтов, высокой влагоемкостью, четкими признаками оглеения, кислой реакцией.



В составе типа выделяют три подтипа: *аллювиальные луговые кислые слоистые примитивные, аллювиальные луговые кислые слоистые, собственно аллювиальные луговые.*

Рода: обычные, ожелезненные.

Виды:

- по мощности гумусового горизонта – маломощные (от 20 до 40 см), маломощные укороченные ( мене 20 см);
- по содержанию гумуса – малогумусные (до 3%), среднегумусные (3-5%), многогумусные (более 5%).

**Аллювиальные луговые насыщенные почвы.** Развиваются под луговыми (реже под кустарниковыми) ассоциациями, преимущественно в лесостепной и степной зоне, но встречаются и в таежно-лесной зоне, в районе с широким распространением карбонатных пород. Подвержены постоянному затоплению полыми водами при постоянном неглубоком (до 2 м) залегании почвенно-грунтовых вод.

Мощность гумусового горизонта достигает 100 см и более. Содержание гумуса в верхней части профиля колеблется от 4 до 14%. Почвенно-поглощающий комплекс насыщен основаниями. Реакция среды нейтральная или близкая к нейтральной.

В рассматриваемом типе выделяют четыре подтипа: *аллювиальные луговые насыщенные слоистые примитивные, аллювиальные луговые насыщенные слоистые, собственно аллювиальные луговые насыщенные, аллювиальные луговые насыщенные темноцветные.*

Рода: обычные, солонцеватые, засоленные, слитые.

Разделение на виды:

- по мощности гумусового горизонта – сверхмощные (более 120 см), мощные (от 80 до 120 см), среднемощные (от 40 до 80 см), маломощные (от 20 до 40 см) и маломощные укороченные (менее 20 см);
- по содержанию гумуса – микрогумусные (менее 2%), слабогумусные (2-4%), малогумусные (4-7%), среднегумусные (7-9%) и высокогумусные (более 9%).

**Аллювиальные луговые карбонатные почвы** формируются преимущественно в полупустынной и пустынной зоне, обычно под крупнотравной злаковой ил разнотравной растительностью. Характеризуются карбонатностью всего профиля и наличием признаков оглеения в средней и нижней части профиля.

Почвенный профиль слабо дифференцирован на горизонты и неоднороден по гранулометрическому составу. Мощность гумусового горизонта небольшая (до 20 см), содержание гумуса в горизонте  $A_1$  – 1-2%.

Тип аллювиальные луговые карбонатные почвы подразделяется на три подтипа: *аллювиальные луговые карбонатные слоистые, аллювиальные луговые карбонатные тугайные, собственно аллювиальные луговые карбонатные.*

Рода: обычные, засоленные, слитые, галечниковые.

Разделение на виды проводят по верхней границе залегания солевых выделений, по степени засоления и солонцеватости.

**Аллювиальные лугово-болотные почвы** формируются при длительном и постоянном грунтовым переувлажнении под болотно-луговой травянистой (иногда с кустарниками) растительностью. Они являются переходными между аллювиальными луговыми и аллювиальными болотными почвами. С поверхности выделяется оторфованный гумусовый оглеенный горизонт, затем переходный гумусированный оглеенный и нижележащие под ним минеральные глеевые горизонты.

Выделяются два подтипа: *собственно аллювиальные лугово-болотные почвы и аллювиальные лугово-болотные оторфованные почвы.*

Рода: обычные, карбонатные, омергелеванные, засоленные, солонцеватые, осолоделые.

Виды:

- по степени разложенности органогенного горизонта: торфяные (менее 25%), перегнойно-торфяные (25-45%), пергнойные (более 45%).

### **15.2.3. Аллювиальные болотные почвы**

Аллювиальные болотные почвы формируются в притеррасной пойме, под богатой влаголюбивой древесной, кустарниковой и травянисто-моховой растительностью. Избыточное увлажнение здесь создается благодаря затоплению полыми водами, подтоком грунтовых и поверхностных вод с более высоких элементов рельефа. Различная степень участия аллювиального и болотного процессов в образовании этих почв обуславливает их большое разнообразие.

В профиле аллювиальных болотных почв выделяется гумусовый (или торфяной) горизонт, образованный иловатой или торфяно-иловатой, насыщенной влагой массой.

Аллювиальные болотные почвы разделяются на два типа: аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые почвы и аллювиальные болотные иловато-торфяные почвы.

**Аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые почвы** формируются в понижениях притеррасной части пойм рек и крупных озер южной тайги и лесостепи. В более сухих зонах эти почвы встречаются значительно реже.

В естественном состоянии аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые почвы малодоступны. При некотором просыхании они используются для пастбы скота.

Подтипы: *аллювиальные болотные иловато-глеевые и аллювиальные болотные перегнойно-глеевые.*

Рода: обычные, карбонатные, засоленные и галечниковые.

Разделение на виды ведется по мощности органогенных и гумусированных горизонтов и содержанию органического вещества в верхних горизонтах.

**Аллювиальные болотные иловато-торфяные почвы.** Образуются в понижениях рельефа на современных пойменных террасах рек и крупных озер.

Избыточное увлажнение почв создается благодаря затоплению полыми водами, подтоку грунтовых вод с более высоких террас и водоразделов.

Тип аллювиальные болотные иловато-торфяные почвы подразделяются на два подтипа: *аллювиальные болотные иловато-торфяно-глеевые почвы и аллювиальные болотные иловато-торфяные почвы.*

Рода: обычные ненасыщенные, обычные насыщенные, карбонатные, оруднелые, солончаковые.

Виды:

- по мощности иловато-торфяного горизонта – иловато-торфянисто-глеевые (мощность торфа до 30 см), иловато-торфяно-глеевые (30-50 см), иловато-торфяные на мелких и глубоких торфах (более 50 см).

### **15.3. Использование почв речных пойм**

Из всего разнообразия пойменных почв наиболее плодородными являются аллювиальные луговые почвы центральной поймы. Их используют под овощные, плодово-ягодные, кормовые культуры.

Песчаные и супесчаные аллювиальные дерновые почвы прирусловой поймы обладают низким естественным плодородием и, как правило, распашке не подлежат. Заболоченные и болотные почвы поймы требуют коренных мелиораций и после осушения их используют для выращивания овощных и кормовых культур.

Пойменные площади характеризуются как положительными, так и отрицательными свойствами для сельскохозяйственного производства. К основным положительным свойствам пойм относятся ежегодное пополнение пойм питательными веществами за счет отложения наилка, устойчивое увлажнение в течение всего вегетационного периода вследствие близости грунтовых вод и возможность механизированной обработки почвы.

Отрицательными чертами пойм являются половодья и возможность смыва распаханых горизонтов пойменных почв. Однако строительство электростанций, водохранилищ, создание водоохраных и водорегулирующих лесных насаждений, спрямление русел рек делают возможным в значительной степени регулировать сток.

В зависимости от естественного состояния поймы сельскохозяйственное использование пойменных площадей под высоко продуктивные луга и пастбища, овощные и кормовые культуры требует различных мероприятий: расчистки, выравнивания микрорельефа, мелиорации, обвалования поймы, внесения удобрений (калийных, медных).

Селекционные работы по гибридизации тополей позволили получить разнообразные высокопродуктивные сорта для различных по влагообеспеченности мест обитания, что дает возможность использовать все части поймы (при нецелесообразности сельскохозяйственного использования) для выращивания высокопродуктивных тополевых насаждений с запасом 400-500 м<sup>3</sup>/га в возрасте рубки 25-35 лет.

## Глава 16. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЧВ И СОСТАВЛЕНИЕ ПОЧВЕННЫХ КАРТ

Почвенные исследования на лесохозяйственных объектах помогают решать различные задачи. В лесных питомниках они нужны для оценки плодородия почв и определения доз удобрений, а на лесокультурных площадях помогают выбрать лесобразующую породу, наиболее полно соответствующую природным условиям каждого конкретного участка. Полевое исследование лесных почв проводят с целью изучения почвенного покрова земель гослесфонда, бонитировки почв, получения характеристики условий местопроизрастания различных древесных пород и их связи с составом, ростом, устойчивостью и производительностью насаждений.

Результаты почвенного обследования используют для организации и планирования лесного хозяйства, разработки мер по повышению продуктивности лесов путем подбора древесных быстрорастущих пород в соответствии с условиями местопроизрастания, определения методов возобновления леса и создания лесных культур, повышения плодородия почв внесением удобрений, известкованием, мелиорацией.

При выполнении работ применяются *сплошное* и *частичное* обследования земель гослесфонда.

**Сплошное** обследование проводят в крупных лесных массивах, лесхозах, лесничествах, крупных лесных питомниках с одновременным составлением почвенных карт.

**Частичное** обследование выполняют на пробных площадях, участках, подлежащих реконструкции, при создании лесных культур и выборе мест под плантации, сады, питомники, лесные защитные насаждения, а также при обследовании плантаций, садов, питомников, лесокультурного фонда (прогалины, вырубки, гари), песков, эродированных земель. При частичном обследовании, например на пробных площадях, почвенные карты составляют не всегда.

В зависимости от величины участка, его хозяйственной значимости и задач полевого почвенного обследования составляют почвенные карты различного масштаба. Условно все работы по составлению почвенных карт и сами карты делят на мелко-, средне- и крупномасштабные. Кроме этого, выделяют детальные почвенные карты и специальные картограммы.

- *Мелкомасштабные* карты (масштаб более 1:300000, т. е. в 1 см 3 км и более) отражают почвенный покров области, республики, страны.

- *Среднемасштабные* карты (масштаб от 1:300000 до 1:100000, т. е. от 3 до 1 км на 1 см) отражают почвенный покров отдельных районов.

- *Крупномасштабные* карты (масштаб от 1:50000 до 1:10000, т. е. от 500 до 100 м в 1 см) отражают почвенный покров отдельных хозяйств – лесхозов, лесничеств и пр. Это наиболее подробные почвенные карты.

- *Детальные* почвенные карты (масштаб от 1:5000 до 1:200, т. е. от 50 до 2 м в 1 см) составляют для уникальных массивов, наиболее ценных участков

опытных культур, лесных питомников, плантаций, лесосеменных участков и садов.

**Картограммы** – это специализированные почвенные карты, отражающие важнейшие агрономические, лесорастительные или специфические особенности почвенного покрова. Картограммы, отражающие содержание гумуса, азота, фосфора, калия, кислотность, глубину залегания грунтовых вод, песков, мощность торфа, эродированность, дополняют и детализируют основную почвенную карту.

Независимо от вида изучаемого объекта весь цикл почвенных исследований состоит из трех периодов: подготовительного, полевого и камерального.

### **16.1. Подготовительный период**

Основная цель подготовительного периода заключается в том, чтобы предварительно ознакомиться со всеми материалами, характеризующими факторы почвообразования: климат, растительность, рельеф, материнские породы и хозяйственную деятельность предприятия. На основе имеющихся материалов определяют возможность картирования, выбирают масштаб и подсчитывают в соответствии с нормами объем работ и сроки их выполнения.

В лесном хозяйстве картирование почв осуществляют в масштабе планшетов лесоустройства или в масштабе планов лесонасаждений. Картографической основой являются:

- планы участка с отображением рельефа в горизонталях, постоянных дорог, просек, границ пробных площадей, полей севооборотов, рек, оврагов и других постоянных ориентиров, которые могут служить для привязки почвенных разрезов;
- планшеты или планы лесонасаждений;
- топографические карты;
- карты четвертичных отложений;
- гидрологические карты;
- дешифрированные аэрофотоснимки.

Кроме этого, используют материалы лесоустройства: таксационные описания лесничеств, данные пробных площадей, сведения о лесных культурах, гарях и вырубках, которые частично переносят на планшет.

### **16.2. Составление предварительного плана**

На основе собранных данных составляют предварительный план заложения почвенных разрезов. Это делают потому, что в лесу обзор сильно ограничен и часто не видна смена рельефа и растительности так, как на открытых пространствах. Такой план позволяет заранее учесть характер рельефа и растительности и в то же время наметить участки и выделы, которые

могут послужить для сбора сведений о связи между почвами и продуктивностью насаждений. Затем на планшете намечают предварительные места заложения почвенных *разрезов*, *полуразрезов* и *прикопок*, желательного вдоль визиров и просек.

**Почвенный разрез** необходим для всестороннего изучения почвы и верхней, неизменной почвообразованием, части материнской породы. Обычно глубина почвенного разреза не превышает 2 м. По полным почвенным разрезам устанавливают мощность и строение всего почвенного профиля, описывают материнские породы.

**Полюяма** (полуразрез) вскрывает все почвенные горизонты до начала материнской породы, его глубина не превышает 1,2-1,5 м.

**Прикопки** глубиной 50-70 см необходимы для определения границ между различными почвами. Число намечаемых разрезов и полуразрезов зависит от масштаба почвенной съемки.

Полные разрезы и полуразрезы намечают в соотношении 1:3 или 1:4, прикопки – в 2-3 раза больше.

При составлении предварительного плана заложения (используя таксационное описание) для хвойных и твердолиственных пород разрезы и полуразрезы намечают прежде всего в насаждениях, имеющих возраст 60 лет и более. Полнота насаждений должна быть не менее 0,6. Разрезы и полуразрезы должны закладываться так, чтобы был охарактеризован почвенный покров по всем элементам рельефа и под всеми видами растительности. Необходимо, чтобы разрезы, полуразрезы и прикопки намечались также в культурах, на пробных площадях, гарях, вырубках и заболоченных участках. Разрезы намечают вдоль ходовых таксационных линий-просек и визиров.

Каждый участник полевого обследования почв должен иметь план заложения почвенных разрезов и копию чистого таксационного планшета, бланки полевого описания почв, цветные карандаши, ручку, резинку, сантиметр, компас, лопатку, нож, бумагу для завертывания образцов, подготовленные этикетки, бечевку, рюкзак и полевую сумку.

Кроме этого, для качественного измерения свойств почвы необходимы капельница с 10%-ным раствором соляной кислоты для определения глубины вскипания карбонатов; раствор красной кровяной соли для определения степени оглеения почвы; раствор хлористого бария для определения вредных концентраций хлорных солей; дистиллированная вода; несколько пробирок и бумажные фильтры для получения водной вытяжки при определении вредных сернокислых солей и хлорных солей. Набор химических реактивов зависит от исследуемой почвенно-климатической зоны и обычно невелик. Одновременно подготавливают классификационный и номенклатурный списки почв.

### 16.3. Полевой период

Обследование почв начинается с рекогносцировочных работ. Во время знакомства с наиболее распространенными почвами устанавливают связь

между почвами, материнскими породами, рельефом, характером и продуктивностью насаждений, уточняют список почв.

**Расположение и техника заложения почвенных разрезов.** При выборе мест расположения разрезов следят за тем, чтобы рельеф, напочвенный покров и состав насаждений вокруг были более или менее одинаковыми. Намечаемый разрез должен быть типичным для данного участка. В сомнительных случаях перед тем как заложить полный разрез, делают несколько прикопок, чтобы убедиться в однородности почвенного покрова данного участка. Разрезы закладывают не ближе 20 м от дороги, просеки, визира, прогалин, на границе крон деревьев, где почвы сочетают свои свойства между деревьями и под ними. В лесных питомниках и культурах разрез закладывают поперек рядов.

Положение разреза намечают так: его ширина должна быть равна 60-80 см, длина – глубине; одна из узких сторон после выкопки должна освещаться солнцем – это будущая передняя стенка разреза, по которой описывают почву на всю глубину. Около передней стенки нельзя ходить, бросать на нее землю, нужно сохранить напочвенный покров, подстилку и сложение почвы в естественном виде. При выкопке верхние почвенные горизонты следует выбрасывать в одну сторону, а нижние – в другую. В разрезе напротив передней стенки делают ступеньки высотой 20-25 см (на штык лопаты). Полную глубину имеет лишь передняя стенка. При описании разреза и особенно при выделении почвенных горизонтов нужно осмотреть все его стенки, провести средние линии границ почвенных горизонтов, а затем описать каждый из них, используя качественные реакции на некоторые физические и химические свойства почв (определение закисных форм железа, карбонатов, водорастворимых солей).

**Взятие почвенных образцов.** Из каждого генетического горизонта лесной подстилки, верхней части гумусового горизонта и середины всех последующих горизонтов берут образцы, отмечая в бланке почвенного описания глубину их взятия. Каждый образец весом не менее 0,5 кг завертывают в бумагу, куда вкладывают этикетку с указанием лесхоза, лесничества, № квартала, выдела, разреза, генетического индекса горизонта, глубины его взятия, даты. Из всех разрезов и 10% полуразрезов берут образцы на просмотр и отбор для анализа. Число разрезов, из которых берут образцы на учебной практике, указывает преподаватель. В конце работы дают полное название почвы, а разрез привязывают к постоянным ориентирам или пикетажным столбикам. Полное название почвы и привязку записывают в соответствующие графы бланка почвенного описания. На чистой копии планшета обозначают разрезы, индекс почвенного названия и привязку в метрах. После окончания работ разрезы закапывают.

Во время почвенной съемки, кроме разрезов, закладывают значительное число прикопок по мере движения от одного разреза к другому. Пограничные прикопки, определяющие границы между двумя разностями почв, привязывают к местности и описывают.

По прикопкам, полуразрезам и разрезам, нанесенным на планшет, условными знаками наносят границы почв, получая по мере выполнения работ

полевою почвенную карту с обозначением индексов почв, обозначением их привязки в метрах и № разреза, полуразреза или прикопки.

**Взятие почвенного монолита.** Кроме составления почвенной карты и взятия образцов, в учебных, иллюстрационных или исследовательских целях берут почвенный монолит. *Почвенный монолит* – это вертикальный образец почвы, взятый без нарушения ее естественного сложения. Для взятия монолита используют ящик длиной 1 м, шириной 0,2-0,3 м и высотой 0,12-0,50 м. Ящик состоит из рамки и крышек – верхней и нижней.

Стенку разреза предварительно зачищают так, чтобы ее поверхность была вертикальной и ровной. Сверху снимают лесную подстилку, накладывают рамку и ножом вдоль внутренней стороны обводят контур будущего монолита. Рамку удаляют, и ножом постепенно по контуру вырезают монолит на глубину 12-16 см. Снова надевают рамку, поверхность почвы еще раз зачищают и шурупами привертывают верхнюю крышку.

Ящик поддерживают, и ножом вырезают на конус весь монолит. Монолит отламывается по тонкому ребру. Крышеобразную часть монолита постепенно и аккуратно срезают ножом. Внутри вкладывают газету или бумагу. Нижнюю крышку при вертывают шурупами. На верхней крышке указывают полное название почвы, лесхоз, лесничество, № квартала, № выдела, № разреза и дату взятия образца.

В результате полевой почвенной съемки получают следующий материал:

- описание почвенных разрезов, полуразрезов и прикопок;
- полевою почвенную карту;
- образцы и монолиты;
- записи полевого определения физических и химических свойств почв.

Необходимо отметить, что часть образцов просматривают в полевой период и наиболее характерные из них отбирают для лабораторного анализа.

#### 16.4. Камеральный период

Это период обработки материала, собранного в подготовительный и полевой периоды. В камеральный период проводят просмотр и отбор образцов для химического анализа. Цель просмотра и отбора образцов заключается в том, чтобы почвы, имеющие одинаковые названия, были одинаковыми по морфологическим признакам и по свойствам. Для анализа в первую очередь отбирают образцы наиболее часто встречающихся почв, но так, чтобы были представлены все основные почвенные разновидности не менее чем с трехкратной повторностью. В соответствии с данными, полученными после химического анализа, еще раз уточняют классификационные названия почв и приступают к составлению оригинала почвенной карты.

**Составление почвенной карты.** При составлении оригинала почвенной карты основным документом служит полевая почвенная карта. Каждая почва обозначается индексом (буквенным или цифровым). По данным привязки переносят точки заложения почвенных разрезов и прикопок и в соответствии с



рельефом, гидрографической сетью и растительностью наносят границы почв, а почвенные выделы обозначают индексами и закрашивают в соответствующий цвет. На почвенной карте в верхнем левом углу указывают “Почвенная карта ...лесничества ...лесхоза”. Под заголовком ставят масштаб и еще ниже – год составления карты, в каждом квартале – его номер. Указывается также направление север – юг. В правом нижнем углу пишется “Условные знаки” и даются обозначения почв по разновидностям (типы, подтипы и т. д.), механическому составу, материнским породам и т. д. Еще ниже указывают организацию, изготовителя и автора карты. Это так называемый оригинал авторской карты, с которой делают производственную копию почвенной карты (уже без обозначения горизонталей).

**Составление картограмм.** Картограммы составляют по данным почвенных разрезов, результатам анализа почвенных образцов и специальных исследований. Так же, как и при составлении почвенных карт, сначала переносят точки разрезов, около которых ставят значение признака или свойства почвы, выраженного числом. Границы по грациям изменения показателя устанавливают методом интерполяции.

Камеральный период заканчивается написанием объяснительной записки к почвенной карте и картограммам. Очерк или объяснительную записку составляют примерно по следующей программе.

1. Оформляют титульный лист.
2. Во введении указывают, с какой целью проведена почвенная съемка, ее масштаб, картографический материал, использованный в работе, объем работ.
3. В первой части характеризуют природные условия, приводят наиболее важные климатические показатели, описывают растительность, рельеф, материнские породы.
4. Во второй части, посвященной почвам и почвенному покрову, указывают почвенную зону района исследований, число основных типов и подтипов почв, почвенных разновидностей (в гектарах и процентах). Дается достаточно подробная характеристика почвенных разновидностей.
5. В третьей части описывают взаимосвязь между почвами и продуктивностью насаждений.
6. В четвертой части описывают общие лесорастительные условия для каждой лесобразующей древесной породы.
7. В пятой части даются рекомендации по улучшению состава насаждений, рациональному использованию почв в лесном хозяйстве, применению удобрений, мелиорации и т. д.

## **РАЗДЕЛ 4. ВЛИЯНИЕ ЛЕСОХОЗЯЙСТВЕННЫХ МЕРОПРИЯТИЙ НА ПОЧВУ**

---

Лес является важнейшей составной частью биогеоценоза, рост и развитие которого в значительной степени зависит от состояния, плодородия лесных почв и направленности почвенных процессов. При этом наблюдается и обратная зависимость – любые изменения в лесном пологе не могут не отразиться на состоянии почв. Наиболее сильные воздействия на лес (и следовательно, на почву) оказывают различные лесохозяйственные мероприятия и в первую очередь такие как рубка леса, осушение переувлажнённых земель и др., а также такие природные факторы как лесные пожары.

### **Глава 1. ВЛИЯНИЕ РУБОК НА ПОЧВУ**

#### **1.1. Главные рубки**

Очень сильное влияние на почву оказывают рубки главного пользования. Почвы лишаются листового опада. Удаление лесного полога влияет на количество атмосферных осадков, так как при этом полностью исключается потеря их за счет перехвата кронами деревьев. По данным многолетних исследований, эта величина может достигать в хвойном лесе 30-40% от годового количества осадков. После рубки леса резко снижается расход воды на транспирацию. Оставшийся напочвенный покров не может расходовать все осадки, поэтому на больших лесосеках после рубки, как правило, начинается заболачивание, которое проявляется даже на возобновившихся лесосеках в течение 15-20 лет. В почве появляются признаки оглеения.

При выборочных и постепенных рубках почва непрерывно находится под пологом лесной растительности. В этих условиях влияние рубок главного пользования на почвообразовательный процесс и свойства почвы приближается к влиянию проходных рубок. После образования подроста происходит усиление подзолообразования под сомкнутым пологом хвойного леса с мертвой подстилкой.

Несравненно более сильное влияние на почвообразовательный процесс и свойства почвы оказывают сплошные и особенно концентрированные рубки главного пользования.

А. Л. Кошечев указывает на некоторые изменения в условиях почвообразования, которые обусловлены сплошнолесосечными рубками. Сомкнутый полог спелого древостоя, особенно в еловых лесах, задерживает значительную часть солнечных лучей и обуславливает рассеянное освещение.

После сплошной вырубki древостоя освещение становится полным, исключается рассеивающее влияние крон деревьев. Вызванные рубкой изменения в поступлении солнечных лучей оказывают влияние на тепловой режим почвы и припочвенных слоев воздуха. Исследования показали, что в течение вегетационного периода температура воздуха на лесосеке на 5-10°C, а иногда даже на 14°C выше, чем в лесу. В зимний период температура воздуха на лесосеке на 6° ниже, чем под пологом леса. Средняя годовая температура на лесосеке на 4,0-4,5°C выше, чем в лесу. В летний период температура верхних горизонтов почвы на лесосеке также выше, чем в лесу: в зимний период почва на лесосеке промерзает на большую глубину, чем в лесу.

Вырубка древостоя увеличивает силу ветра. На лесосеках сила ветра в 2,0-2,5 раза больше, чем в лесу. Относительная влажность воздуха под пологом леса колеблется в пределах 63-98%, на лесосеке пределы колебаний снижаются до 30-80%. В связи с этим физическое испарение с поверхности почвы на ней возрастает. В первый год оно достигает 180-200 мм.

Удаление лесного полога существенно влияет на количество атмосферных осадков, достигающих поверхности почвы. Кроны деревьев задерживают значительную часть атмосферных осадков. Особенно сильное задерживающее влияние оказывают еловые и пихтовые древостои. По материалам ряда исследователей древесный полог в зависимости от породного состава, возраста и полноты задерживает от 20 до 47% годового количества осадков. Поэтому вырубка древостоя значительно повышает поступление атмосферных осадков на поверхность почвы.

Лесная растительность расходует большое количество влаги на транспирацию. Расход почвенной влаги на транспирацию елово-лиственным древостоем, по данным А. Л. Кощева, за вегетационный период может достигать 300-400 мм. После вырубки остается лишь расход влаги на транспирацию травяно-моховым покровом, а также физическое испарение с поверхности почвы. Последнее, как уже было сказано, возрастает.

Таким образом, после вырубки древостоя поступление атмосферных осадков к поверхности почвы возрастает, а расход (задержание осадков, транспирация и физическое испарение почвой) сокращается. Следовательно, в общем возрастает на значительную величину увлажненность почвы. Это приводит к повышению влажности почвы на лесосеке по сравнению с почвой под лесом. В наибольшей степени на лесосеке повышается влажность верхних горизонтов почвы. По материалам ряда исследователей она может превышать 8-10%. Повышение содержания в почве влаги приводит к уменьшению содержания в ней воздуха (аэрации). По сообщению А. Л. Кощева, в результате повышения влажности почвы на одной из исследованных им лесосек содержание воздуха в почве упало с 18% под лесом до 4% на семилетней лесосеке.

С порубочными остатками на поверхность почвы поступает значительное количество органического вещества и содержащихся в нем элементов питания. Если вести расчет только на массу ветвей и листвы (хвои), то это может быть выражено данными, приведенными в табл. 4.1. В действительности к

приведенным величинам надо прибавить содержание соответствующих элементов в неиспользованных вершинах деревьев и других остатках (опилки, щепа и т. д.). Кроме того, после вырубki древостоя в почве остаются корневые системы срубленных деревьев (табл. 4.2).

Таблица 4.1

Поступление азота и зольных элементов с порубочными остатками

Насаждение			Азот и зольные элементы, кг/га							
порода	Класс бонитета	Возраст, лет	N	Si	Al+Fe	Ca	Mg	K	S	P
Сосна	I	100	90	7,00	13,34	52,91	10,25	40,67	12,4	11,37
Ель	I	43	171	49,03	21,45	102,96	13,87	84,66	20,4	23,54
Ель	I	115	258	61,64	59,40	237,38	29,55	166,0	30,4	36,19
Дуб	I	100	241	19,61	7,8	400,30	–	117,03	20,4	17,00
Осина	I	50	147	17,75	10,14	183,04	15,68	90,47	16,0	16,57

Таблица 4.2

Остается в почве с корнями после сплошных рубок

Насаждение			Азот и зольные элементы, кг/га							
порода	Класс бонитета	Возраст, лет	N	Si	Al+Fe	Ca	Mg	K	S	P
Сосна	I	100	148	21,92	42,34	152,29	24,72	97,94	35,6	28,78
Ель	II	43	137	5,60	22,55	92,95	10,25	60,59	47,6	15,70
Ель	I	115	223	14,94	47,85	288,86	22,31	131,14	35,2	34,44
Дуб	I	100	114	6,07	4,80	160,87	–	22,41	15,2	8,28
Осина	I	50	136	12,14	11,20	178,75	15,68	72,21	15,6	26,16

В тех случаях, когда проводят очистку лесосек путем сжигания порубочных остатков, теряется азот, содержащийся в порубочных остатках и частично азот подстилко-мохового и травяного покрова. Возможна в небольшом размере потеря и некоторых других элементов (калий, сера).

Из сказанного видно, что на вырубке концентрируется и тесно переплетается исключительно сложный комплекс различных факторов непосредственного и опосредствованного воздействия, имеющих как близкие, так и весьма отдаленные взаимосвязанные последствия. В дальнейшем на этот сложный комплекс часто накладываются дополнительные воздействия различных лесохозяйственных мероприятий в виде содействия естественному

возобновлению, подготовки почвы и посадки лесных культур, различных видов рубок ухода и, наконец, снова главной рубки. Каждое из этих мероприятий имеет свои многочисленные и опять таки взаимосвязанные последствия. Для того, чтобы хоть как-то разобраться в описанном выше комплексе, необходимо вычленив из него сравнительно более простые процессы и рассмотреть (насколько это возможно) их протекание в естественных условиях. Такой подход поможет наметить пути снижения негативных последствий и повысить экологичность технологических процессов лесозаготовки. А это возможно сделать, если опираться на хорошую теорию комплексных изменений в лесу, которая была в значительной степени разработана акад. В.Н. Сукачевым и называется лесной биогеоценологией.

### **1.1.1. Теоретическая концепция изменения вероятных направлений почвенных процессов**

Исходя из учения о лесной биогеоценологии, охватывающей факторы геологические, почвенные, климатические, гидрологические, фитоценотические, фаунистические и др., можно вычленив и отдельно рассмотреть только почвенную часть биогеоценоза, которая в свою очередь представляет комплексную природную систему, осложняемую к тому же воздействием на нее человека (рис 4.1).

На рис. 4.1 изображено с одной стороны, наше представление о направлении естественных почвенных процессов с учетом главной сплошной рубки, техники и технологии лесозаготовки, а с другой – целевая задача, заключающаяся в возвращении к исходному (или сопоставимому с ним) типу лесного биогеоценоза, что имеет, помимо всего прочего, исключительно большое нравственное значение, определяющее нашу ответственность перед потомками.

В результате сплошной рубки происходит, как было указано выше, изменение физических, химических и биологических свойств почвы, которые в свою очередь оказывают влияние на возобновление леса. Последнее, согласно представленной схеме, может иметь несколько различных "сценариев" развития.

*Первый сценарий* предусматривает самый желательный ход процесса, когда после рубки леса физические, химические и биологические свойства почвы изменились не настолько, чтобы помешать хорошему естественному возобновлению хвойными после наступления семенных лет. Эти же изменения не смогли нарушить благоприятные условия для появления растений и животных – мелиорантов, которые способны в сравнительно короткие сроки восстановить благоприятные лесорастительные свойства почвы. При этом естественным путем процессы, шедшие в негативном направлении, проходят через зону изменения направления и интенсивности почвенных процессов и обеспечивают благоприятные лесорастительные условия для будущего насаждения.

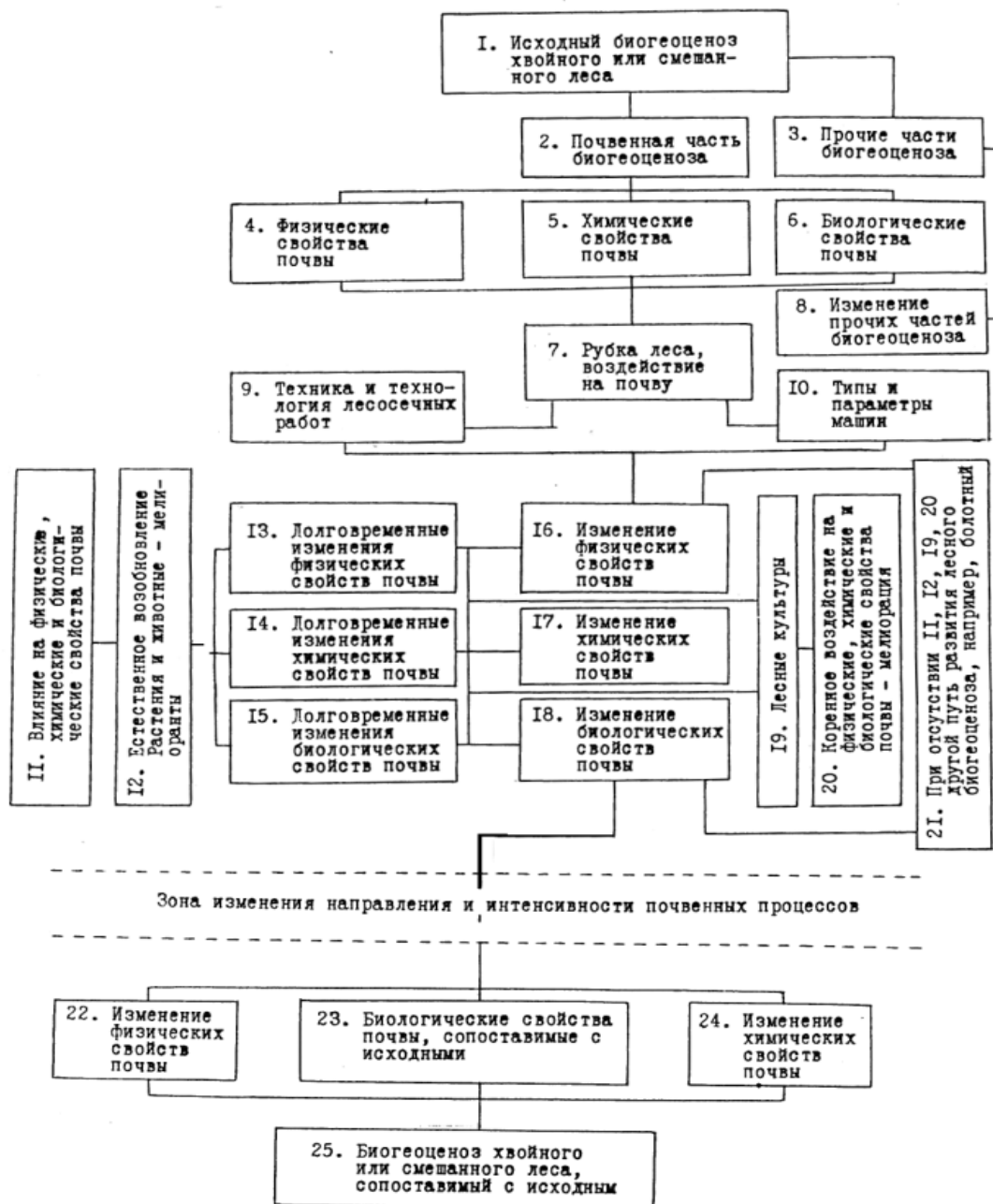


Рис. 4.1. Схема развития почвенных процессов в лесном биogeоценозе (по Е.Д. Сабо)

*Второй сценарий* отличается от первого тем, что происходящие в почве вырубки изменения имеют более глубокий характер, в результате чего происходит или возобновление преимущественно лиственными породами или необходим небольшой "толчок" для направления процесса в нужную сторону. Этим толчком может быть целенаправленное воздействие на физические, химические или биологические свойства почвы, например, содействие естественному возобновлению хвойных. Тогда дальнейшее развитие происходит описанным выше путем.

*Третий сценарий* развивается таким образом, что естественным путем произойдет только возобновление лиственными породами или само начало возобновления затянется на несколько десятилетий. В этом случае для корректировки процесса в нужную сторону необходимо достаточно сильное воздействие на почву (ее механическая обработка) и посев или посадка лесных культур хвойных пород.

*Четвертый сценарий* предусматривает дальнейшее ухудшение начала процесса, причем в такой степени, что даже посадка лесных культур не сможет спасти положение вследствие гарантированной их гибели из-за исключительно неблагоприятных условий. В этом случае необходимы коренные изменения в направлении физических, химических и биологических процессов, которые можно достичь, например, проведением гидротехнических (или иных видов коренных) мелиораций. Тогда лесные культуры, с учетом специфики освоения мелиорированных площадей, создаются на предварительно дренированных почвах вырубki. Дальнейший процесс при этом протекает в нужном направлении.

*Пятый сценарий* – самым неблагоприятный, является логическим развитием сценария четвертого типа, но без какого-либо сознательного вмешательства человека. Принципиальное отличие этого типа сценария заключается в том, что естественным путем процесс изменения почвенных факторов вообще не перейдет через зону изменения направления и интенсивности почвенных процессов. В этом случае изменение почвенной части лесного биогеоценоза пойдет совсем в другую сторону, например, в сторону образования биогеоценоза болотного или лесоболотного типа. Этот тип развития может сохраняться практически бесконечно (при благоприятных климатических и тектонических условиях) или до тех пор, пока в отношении него не будут предприняты меры коренных мелиоративных преобразований.

### **1.1.2. Физические свойства дерново-подзолистой суглинистой почвы и их изменение после воздействия движителей машин**

При работе лесозаготовительной техники на лесосеке на почвы вырубki действует по крайней мере две группы факторов: движители ряда лесосечных машин и комплекс экологических факторов в результате ликвидации лесного полога. Каждый из процессов представляет самостоятельный интерес.

Основное внимание с точки зрения изменения лесорастительных свойств было обращено на изменение плотности и порозности (табл. 4.3)

*Таблица 4.3*

Изменение водно-физических свойств дерново-слабоподзолистой легкосуглинистой почвы в тракторной колее при различном числе проходов (по О.В. Макаровой)

Число проходов	Горизонт, см	Плотность почвы, г/см <sup>3</sup>		Коэффициент уплотнения	Порозность почвы, %		Коэффициент порозности
		колея	контроль		колея	контроль	
2	0- 5	1,25	1,14	1,10	50,0	54,4	0,92
	5-10	1,48	1,40	1,06	39,3	42,6	0,92
	10-15	1,47	1,39	1,06	39,3	42,6	0,92
	среднее	1,40	1,31	1,07	42,9	46,5	0,92
4	0- 5	1,46	1,14	1,28	41,6	54,4	0,76
	5-10	1,55	1,40	1,11	36,5	42,6	0,86
	10-15	1,59	1,39	1,14	34,3	42,6	0,81
	среднее	1,53	1,31	1,18	37,5	46,5	0,81

Из таблицы 4.3 видно, что уже первые два прохода увеличивают плотность верхнего горизонта почвы на 10, а всего слоя в 15 см – на 7%. При этом порозность уменьшилась на 8 . По мере увеличения числа проходов возрастает плотность как верхнего 5-сантиметрового горизонта, так и всего слоя толщиной 15 см. Плотность верхнего слоя стабилизируется уже после четырех проходов, делая новый скачек на 20 проходах (возможно под влиянием погоды).

Для использования этого показателя необходимо иметь его биологическую интерпретацию, которая, к сожалению, до сих пор достаточно обоснованно не разработана. Поэтому нами на основе ряда разнородных литературных данных и собственных исследований была составлена временная шкала уплотнения дерново-подзолистой почвы в среднем по профилю до глубины 35 см (табл. 4.4).

При пользовании таблицей 4.4 необходимо помнить, что в слое почвы 0-35 см встречаются генетические горизонты с совершенно различной плотностью. Поэтому приведенная характеристика справедлива для слоя в целом, а внутри него могут (и обычно встречаются) горизонты с более плохими лесорастительными характеристиками (табл. 4.5).

Таблица 4.4

Характеристика дерново-подзолистой почвы по профилю 0-35 см после уплотнения движителями машин  
(по О.В. Макаровой, Е.Д. Сабо)

Наименование по степени уплотнения	Плотность сухой почвы, г/см <sup>3</sup>		Характеристика лесорастительных свойств для ели
	диапазон	среднее	
Переуплотненная	1,65-1,70 и выше	1,68	Прекращается или сильно затруднен рост корней
Сильноуплотненная	1,57-1,65	1,61	Рост корней происходит в условиях сильного угнетения
Среднеуплотненная	1,45-1,57	1,51	Корневые системы испытывают умеренное угнетение
Слабоуплотненная	1,30-1,45	1,38	Влияние на корневые системы незначительное
Верхний предел неуплотненных почв	1,25-1,30	1,28	Верхний предел нормального роста корней
Неуплотненная средне-суглинистая в лесу на расстоянии 50 м от вырубки	1,24-1,29	1,27	Спелое еловое насаждение I класса бонитета с нормально развитой корневой системой



Таблица 4.5

Характеристика категорий в разной мере уплотненной дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы по плотности отдельных горизонтов в колее волока (расчет произведен по генетическим горизонтам и конкретным разрезам)

Горизонт, см	Плотность отдельных горизонтов почвы по категориям уплотнения, г/см <sup>3</sup>				
	переуплот- ненная	сильно- уплотненная	средне- уплотненная	слабо- уплотненная	неуплотнен- ная
0- 5	1,03	1,05	0,92	1,09	1,02
5-10	1,11	1,12	1,11	1,20	1,20
15-20	1,74	1,49	1,41	1,30	1,23
20-25	1,73	1,63	1,53	1,46	1,37
30-35	1,80	1,70	1,60	1,55	1,50
В среднем *	1,76	1,62	1,53	1,33	1,28

\* с учетом генетических горизонтов.

Приведенные в таблице 4.5 результаты заставляют более внимательно относиться к распределению плотности почвы по горизонтам, а не слепо ориентироваться только на среднюю плотность.

Указанные исследования показали, что после концентрированной рубки леса происходит три основных вида уплотнения: физическое, вторичное и экологическое.

**Физическое (первичное)** уплотнение вызывается непосредственным воздействием движителей машин на поверхность почвы. При многократных проходах (в зависимости от принятой технологии, влажности почвы и размеров вырубki) образуется колея или уплотняется определенный участок поверхности вырубki. Это уплотнение, как правило, сопровождается изменением микрорельефа поверхности почвы (на уплотненных участках поверхность опускается, образуя колею или микропонижения). Распределение величины уплотнения по профилю почвы неоднородно. При этом достаточно чётко выделяется так называемое "ядро уплотнения" расположенное обычно на глубине 10-30 см от поверхности уплотненной почвы. Ниже приведены выборочные фактические данные, которые характеризуют как сам процесс уплотнения, так и его динамику (табл. 4.6).

Таблица 4.6

Уплотнение дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы в колее волоков после сплошной рубки леса (по О.В. Макаровой)

Возраст вырубki, лет	Горизонт почвы, см	Плотность сухой почвы, г/см <sup>3</sup>		$t$ ( $t_{0,05} = 2,78$ )	Коэффициент уплотнения
		колея	контроль		
0	0- 5	0,85	1,02	2,83	0,83
	5-10	0,96	1,20	6,67	0,80
	15-20	1,61	1,23	9,05	1,31
	20-25	1,56	1,37	3,28	1,14
	30-35	1,49	1,50	0,10	0,99

Продолжение табл. 4.6

4	0- 5	1,33	1,07	7,22	1,24
	5-10	1,70	1,09	27,73	1,56
	15-20	1,70	1,27	20,48	1,34
	20-25	1,62	1,34	5,49	1,21
	30-35	1,51	1,53	0,91	0,99

О величине уплотнения и его достоверности достаточно красноречиво говорят коэффициенты уплотнения и коэффициенты достоверности различия ( $t$ ) при сравнении их с табличным значением при уровне значимости 0,05.

Физическое уплотнение является одномоментным, происходящим лишь в период работы машин. Оно, как правило, распространяется в глубину до 40-50 см и в стороны от колеи до 20-40 см.

**Вторичное** уплотнение является более длительным. Ориентировочно, оно продолжается в среднем по всему профилю почвы около 14 лет, в ядре уплотнения 16 лет, а в ряде случаев, возможно, и более длительный срок. Основными причинами вторичного уплотнения является изменение экологической обстановки (в особенности гидрологического режима) и появление новых антропогенных форм микрорельефа при воздействии движителей машин на поверхность почвы. Изменение гидрологического режима обусловлено повышением количества осадков, достигающих поверхности почвы (на 30-40 %) и значительной концентрацией влаги в колее, в результате чего в пределах самой колеи общее количество влаги (основные осадки, дополнительные осадки и сток с прилегающего локального водосбора) может в средний по осадкам год достигать 1200-1500 мм и более вместо 400 мм под пологом сомкнутого елового древостоя.

**Экологическое** уплотнение связано, в основном, с рубкой древесного полога и не зависит от технологии заготовки. Отдельные данные говорят о том, что на величину экологического уплотнения может влиять размер вырубki и способ рубки. Этот вид уплотнения ярко проявляется в средних частях пасеки, где полностью сохранен подрост и где не было проходов машин. Причинами уплотнения в этом случае являются различные экологические факторы. С одной стороны увеличивается количество осадков, достигающих поверхности почвы (на 30-40 %), амплитуда колебаний температуры почвы и приземного слоя воздуха, изменяется ветровой режим, солнечная радиация, напочвенный покров, количество и видовой состав почвенных микроорганизмов и фауны. С другой стороны снижается рыхлящее действие корневых систем деревьев, как в результате прекращения ростовых процессов, так и раскачки деревьев под действием ветра. Все эти процессы приводят к уплотнению почвы, которое прослеживается по экспериментальным данным до 17 и более лет (табл. 4.7)

Таблица 4.7

## Уплотнение дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы на пасаках после сплошной рубки леса (по О.В. Макаровой)

Возраст вырубки, лет	Горизонт почвы, см	пасака	контроль	$t$ $t_{0,05}=2,78$	Коэффициент уплотнения
4	0-5	1,36	1,07	13,81	1,27
	5-10	1,37	1,09	7,78	1,26
	15-20	1,45	1,27	4,50	1,14
	20-25	1,37	1,34	0,32	1,02
	30-35	1,43	1,53	7,14	0,93
17	0-5	1,21	0,79	13,13	1,53
	5-10	1,30	1,06	3,16	1,23
	15-20	1,51	1,34	2,10	1,13
	20-25	1,58	1,44	3,33	1,10
	30-35	1,61	1,47	3,41	1,10

Описанные выше результаты исследований вызывают закономерный вопрос о различии величин уплотнения в колее волока (под влиянием физического и вторичного уплотнения) и почвы пасаки (под влиянием только экологического уплотнения). Такие различия действительно имеются и в большинстве случаев они достоверны в различных горизонтах почвы при уровне значимости 0,05 в течение 35 лет и более.

Из приведенных выше выборочных данных достаточно четко просматривается циклический характер уплотнения и разуплотнения почвы под влиянием природных факторов. Еще более наглядно этот процесс можно представить в виде графика, на котором совместно приведены кривые уплотнения и разуплотнения "ядра уплотнения", колее волока и почвы пасаки в сравнении с контролем (рис. 4.2). При этом по оси ординат отложены коэффициенты уплотнения, полученные как отношение плотности почвы на опытном участке, к плотности почвы на контроле. В этом случае линия контроля представляет собой прямую, параллельную оси абсцисс с ординатой, равной 1,00.

Для количественной оценки и характеристики полученных закономерностей были использованы как непосредственно экспериментальные данные, так и аппроксимированные, описываемые прямой и параболой второго порядка. В последнем случае появляется возможность аналитическим путем найти период максимума уплотнения и его величину.

Из приведенных данных видно, что период уплотнения почв на указанных элементах вырубки длится 16, 14 и 9 лет, а период полного восстановления плотности почвы до уровня контроля (при аппроксимации параболой) соответственно 51, 49 и 26 лет.

Из этих же данных видно, что быстрее всего достигает максимума уплотнения почва на пасаке в результате экологического уплотнения (9 лет) и в то же время период восстановления ее свойств естественным путем оказывается самым коротким (всего 26 лет). При этом коэффициент уплотнения оказался самым небольшим (1,16) по сравнению с колеей волока (1,21) и "ядром уплотнения" (1,26).

Уплотнение и разуплотнение дерново-подзолистой почвы на вырубках

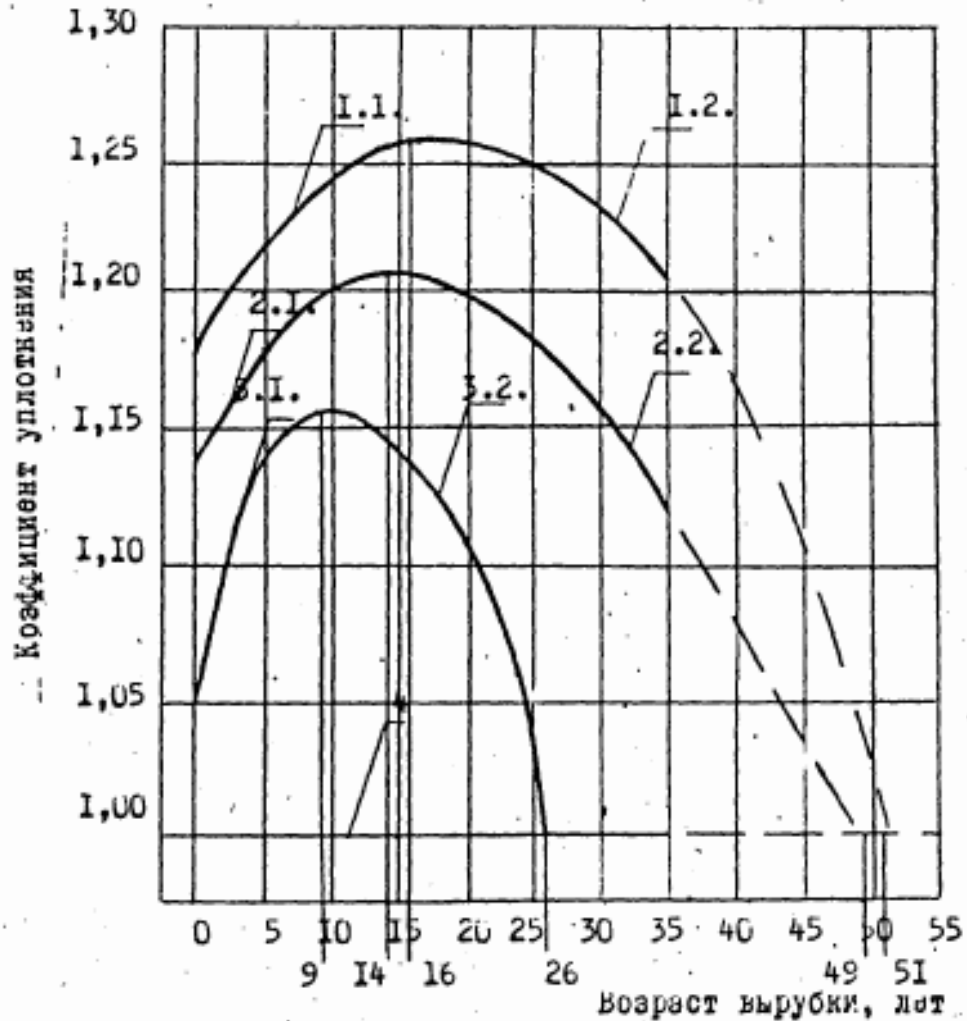


Рис. 4.2. Уплотнение и разуплотнение дерново-подзолистой почвы на вырубках (по О.В. Макаровой, Е.Д. Сабо)

Сокращенные уравнения связи:

"ядро уплотнения"

1.1.  $y = 1,175 + 0,01x - 0,0003x^2$   $\eta = 0,73$

1.2.  $y = 1,200 + 0,007x - 0,0002x^2$   $\eta = 0,73$

колея (минеральная часть)

2.1.  $y = 1,135 + 0,011x - 0,0004x^2$   $\eta = 0,73$

2.2.  $y = 1,217 + 0,0005x - 0,00009x^2$   $\eta = 0,67$

пасека

3.1.  $y = 1,050 + 0,025x - 0,001x^2$   $\eta = 0,95$

3.2.  $y = 1,110 + 0,012x - 0,0006x^2$   $\eta = 0,81$

контроль 4.

$y = 1 = \text{const}$

Общий вид уплотнения почвы наиболее наглядно представлен в виде эпюры уплотнения (рис. 4.3.).

Рассмотрев причины уплотнения почв на вырубках (особенно физическое уплотнение), необходимо выяснить роль различных факторов, характеризующих как лесозаготовительную машину, так и технологию работ.

На основе исследований, на статической модели было найдено четырехфакторное статистическое уравнение уплотнения грунта под воздействием движителя машины:

$$D = 0,011 P - 0,0081 P_m - 0,26V - 0,21 N + 4,35,$$

$$R^2 = 0,994^{+++}, e = 0,0033, F = 572 > F_{0,001} = 10,8,$$

- где  $D$  – плотность грунта в сухом состоянии, г/см<sup>3</sup>;  
 $P$  – среднее давление, кПа ( $r_p = 0,469$ ,  $d_p = 12,9\%$ );  
 $P_m$  – максимальное давление, кПа ( $r_p = 0,430$ ,  $d_p = 27,5\%$ );  
 $V$  – влажность грунта, % ( $r_v = 0,798^{+++}$ ,  $d_v = 20,6\%$ );  
 $N$  – число проходов, шт. ( $r_n = 0,920^{+++}$ ,  $d_n = 39,0\%$ );

В приведенных выражениях  $r$  – коэффициент парной корреляции с указанием уровня значимости ( $^{+++}$  соответствует уровню 0,001),  $d$  – коэффициент частной детерминации.

Анализ полученной зависимости показывает, что наибольшую роль в уплотнении грунта в рассмотренных условиях на модели играет число проходов машины (39% суммарного эффекта). Второе по значению место занимает максимальное давление машины (27,5%), затем следует влажность грунта (20,6%) и на последнем месте стоит среднее давление (всего 12,9%).

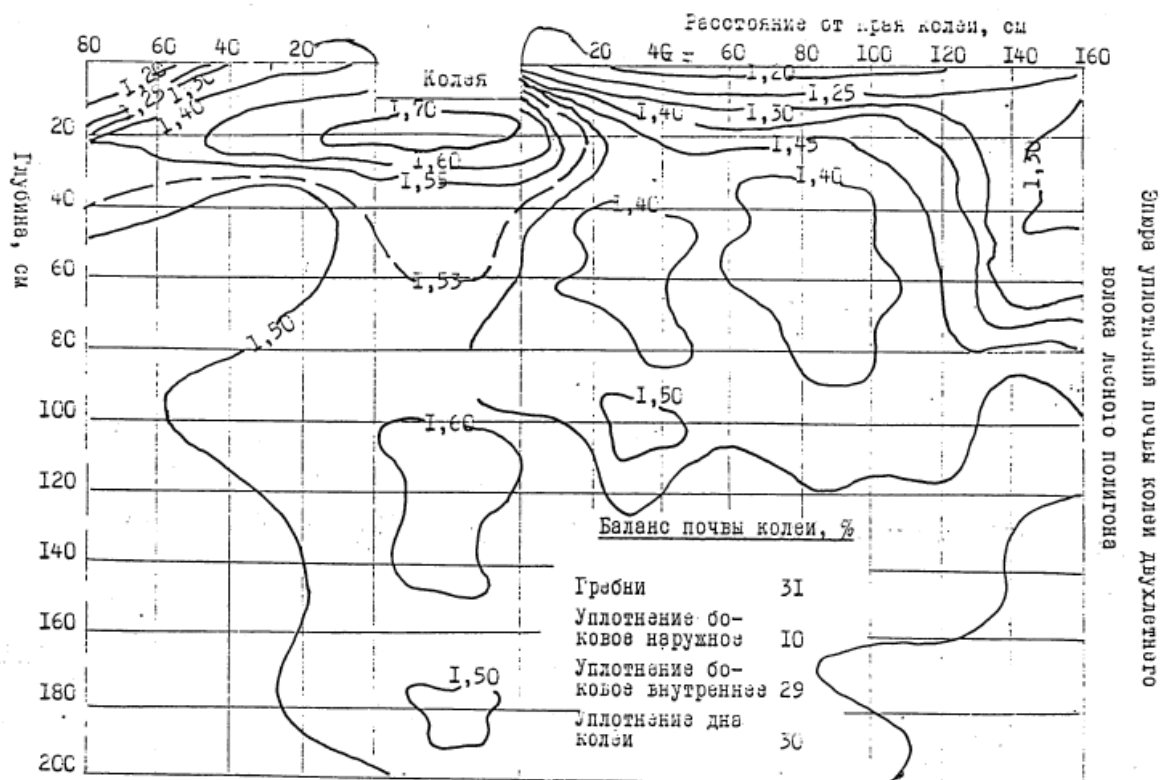


Рис.4.3. Эпюра уплотнения колеи двухлетнего волока (по О.В. Макаровой, Е.Д. Сабо)

### 1.1.3. Изменение химических свойств дерново-подзолистых почв после сплошной рубки

Следует сразу же оговориться, что далеко не все показатели химических свойств почвы показали изменение во времени. К числу последних по нашим наблюдениям можно отнести лишь пять. Это – гумус, гидролитическая кислотность, сумма обменных оснований, емкость поглощения и степень насыщенности основаниями.

Анализ изменения указанных показателей во времени целесообразно провести по основным, резко отличающимся элементам вырубки – на пасеке и в колее волока. В первом случае изменения происходят лишь под влиянием собственно рубки леса и изменившихся вследствие этого экологических условий (без влияния машин). Эти изменения в период до 19 лет сравнительно небольшие (табл. 4.8).

Несколько по иному происходили изменения химических свойств почвы; в колее волока. В целом они были более заметны, и их направленность была более четкой (табл. 4.9).

Таблица 4.8

Характеристика химических свойств дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы на пасеках вырубок различного возраста (по О.В. Макаровой, Оленинский леспромхоз, 07.92)

Горизонт, см	рН солевой	Гумус, %	Показатели, мг-экв на 100 г почвы			Степень насыщенности основаниями, %
			гидролитическая кислотность	сумма обменных оснований	емкость поглощения	
Свежая вырубка (0 лет)						
0-5	3,9	3,08	5,1	10,80	15,9	67,92
5-10	4,2	1,28	5,2	8,83	14,03	62,87
15-20	4,2	0,49	3,0	4,23	7,23	58,51
20-25	3,9	0,32	3,9	5,25	9,15	57,38
30-35	3,9	0,25	4,8	6,11	10,91	56,00
Среднее	4,0	0,92	4,4	6,84	11,29	59,73
4 года						
0-5	4,4	1,80	4,4	10,13	14,53	69,71
5-10	4,4	0,80	2,8	7,19	9,97	72,12
15-20	4,0	0,34	2,1	4,90	6,98	70,20
20-25	4,0	0,34	4,2	4,20	9,35	55,61
30-35	3,9	0,32	8,3	8,00	16,26	49,20
Среднее	4,1	0,61	5,0	6,91	11,89	60,64

Таблица 4.9

Характеристика химических свойств дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы в колее волоков на вырубках различного возраста (по О.В. Макаровой, Оленинский леспромхоз, 07.92)

Горизонт, см	рН солевой	Гумус, %	Показатели, мг-экв на 100 г почвы			Степень насыщенности основаниями, %
			гидролитическая кислотность	сумма обменных оснований	емкость поглощения	
Свежая вырубка (0 лет)						
0-5	4,1	2,50	5,61	7,60	13,21	57,53
5-10	3,9	0,83	3,79	7,90	11,69	67,58
15-20	4,3	0,48	3,79	4,88	8,67	56,29
20-25	4,4	0,39	3,60	7,35	10,95	67,12
30-35	4,0	0,46	4,10	7,15	11,25	63,56
Среднее	4,1	0,81	4,12	6,92	11,04	62,47
4 года						
0-5	4,1	6,90	9,50	6,25	15,75	39,68
5-10	4,0	7,14	6,76	5,30	12,06	43,95
15-20	3,8	1,11	2,80	4,45	7,25	61,38
20-25	3,7	0,32	2,46	5,40	7,86	68,70
30-35	3,7	0,18	5,50	7,20	12,70	56,69
Среднее	3,9	2,77	5,30	5,68	10,98	54,26

Из таблицы 4.9 видно, что кислотность почвы, хотя и медленно, но неуклонно увеличивается с возрастом вырубки. В то же время, благодаря аккумулярующей роли колее и интенсивной деятельности микроорганизмов (см. следующий раздел) доля гумуса заметно возрастает. Одновременно происходит заметное увеличение гидролитической кислотности и емкости поглощения при незначительных колебаниях суммы обменных оснований. В результате этого наблюдается неуклонное падение такого важнейшего интегрального показателя, как степень насыщенности основаниями, свидетельствующего о том, что, по крайней мере, в течение 19 лет происходит последовательное ухудшение лесорастительных свойств почвы в колее волока, наряду с увеличением содержания гумуса, свидетельствующем о противоположном направлении одного из качественных показателей потенциального плодородия почвы.

Определенные представления о скорости восстановления сильнонарушенных почв (фактически грунтов) дает работа Рубиной и Холоповой (1991), проведенная на промышленных отвалах. По результатам исследований указанные авторы приходят к выводам о том, что средняя скорость формирования гумусового горизонта составляет 0,1 см/год. При

вертикальном переносе тонкодисперсного материала до глубины 150 см через 10 лет в верхней части почвенно-грунтового профиля отмечается начало аккумуляции органического вещества. Через 20-25 лет гумусовый горизонт уже представлен слоем до 2 см толщиной с отдельными более глубокими язычками. Через 45 лет мощность гумусового горизонта увеличивается до 4-5 см. Этот горизонт уже пронизан многочисленными корнями растений. На этой стадии практически возможно нормальное начальное развитие древесного полога, хотя формирование почвы еще продолжается. К 175 годам гумусовый горизонт достигает в среднем 15 см с язычками до 20-25 см, что достаточно характерно для дерново-подзолистых почв. Рассмотрение процессов почвообразования, изложенное в двух последних работах, позволяет оценить продолжительность этого процесса на волоках в промежутке от 100 до 150 лет, т.е. в пределах второй генерации хвойного насаждения.

### 1.1.3. Изменение химических свойств дерново-подзолистых почв после сплошной рубки

Изменение микробиологической характеристики почв вырубок различного возраста изучалось на дерново-подзолистых среднесуглинистых почвах Оленинского леспромхоза Тверской области.

Результаты обработки количества бактерий по видам лучше свести в таблицу со всеми показателями (табл. 4.10)

Таблица 4.10

Показатель и коэффициент биологической стабильности различных микроорганизмов в колее волока на дерново-подзолистой средне-суглинистой почве на вырубках различного возраста

(по О.В. Макаровой, Е.Д. Сабо; Оленинский леспромхоз, 07.92)

Вид микроорганизма	Возраст вырубки, лет	Сокращенное уравнение распределения, корреляционное отношение	Показатель биологической стабильности, $y''$	Коэффициент биологической стабильности $K = y_M'' / y_K''$
Общее количество неспорových	0	$y = 2280 - 184,5x + 3,51x^2;$ $\eta = 0,912$	7,028	4,05
	4	$y = 2813 - 239x + 4,7x^2;$ $\eta = 0,867$	9,404	5,42
	19	$y = 925 - 67,6x + 1,2x^2;$ $\eta = 0,996$	2,394	1,38
	контроль	$y = 1081 - 56,5x + 0,87x^2;$ $\eta = 0,982$	1,734	1,00
Псевдомонас	0	$y = 2167 - 173,2x + 3,28x^2;$ $\eta = 0,913$	6,556	4,81
	4	$y = 2528 - 214x + 4,2x^2;$ $\eta = 0,867$	8,398	6,16
	19	$y = 957 - 69,8x + 1,23x^2;$ $\eta = 0,996$	2,468	1,81
	контроль	$y = 965 - 47,2x + 0,68x^2;$ $\eta = 0,986$	1,364	1,00



Продолжение табл. 4.10

Актиномиценты	0	$y = 595 - 46,6x + 0,92x^2;$ $\eta = 0,857$	1,839	3,78
	4	$y = 1512 - 123x + 2,34x^2;$ $\eta = 0,896$	4,676	9,60
	19	$y = 202 - 12,4x + 0,21x^2;$ $\eta = 0,787$	0,417	0,86
	контроль	$y = 354 - 18,5x + 0,24x^2;$ $\eta = 0,994$	0,487	1,00
Микроскопические грибы	0	$y = 225 - 13,4x + 0,24x^2;$ $\eta = 0,899$	0,478	7,97
	4	$y = 192 - 9,4x + 0,15x^2$ $\eta = 0,925$	0,298	4,97
	19	$y = 44,7 - 2,35x + 0,033x^2;$ $\eta = 0,903$	0,066	1,10
	контроль	$y = 64 - 2,67x + 0,03x^2;$ $\eta = 0,995$	0,060	1,00

Примечание:  $y''$  – вторая производная  $y$  по  $x$ .

Из таблицы 4.9 видна достаточно четкая тенденция изменения коэффициента биологической стабильности различных групп и видов микроорганизмов, заключающаяся в резком увеличении этого показателя в первые годы после рубки древостоя и постепенном приближении к 19 годам к значениям на контроле. По всем показателям процесс стабилизации микробиологической активности к 19 годам не происходит, а продолжается еще определенное время. Вспышка же активности микроорганизмов в первые годы после рубки объясняется появлением большого количества мертвой органики и резким изменением экологической обстановки на вырубке.

На фоне полученных результатов большой интерес представляют результаты, полученные другим методом, на основе изменения долевого участия отдельных индицирующих видов среди своей группы микроорганизмов. Первое представление об изменении долевого участия дает оценка с одной стороны по группам, а с другой – по видам среди споровых бактерий.

К бактериям-индикаторам среди споровых в первую очередь могут быть отнесены виды Микойдес, Идозус и Цереус. Более четко участие отдельных видов представлено в таблице 4.11.

Таблица 4.11

Изменение доли участия микроорганизмов-индикаторов в колее волока на дерново-подзолистой почве вырубок различного возраста (Оленинский леспромхоз, 07.92)

Виды микроорганизмов	Участие, % , на вырубках возраста, лет			
	0	4	19	контроль
Микроскопические грибы среди общей численности микроорганизмов	12,1	9,6	5,1	4,7
Виды споровых бактерий среди всех споровых:				
Микойдес (МПА+СУ)	0,0	2,2	10,8	13,3
Идозус	17,2	42,4	26,1	22,0
Цереус	12,5	4,0	9,6	9,0
Отношение процентов участия видов Идозус и Цереус	138	1060	272	244

Приведенные результаты двух различных видов обработки микробиологических данных свидетельствуют об одном и том же. Сразу же после рубки древостоя резко возрастает активность микроорганизмов, свидетельствующая о начале активной переработки органических остатков в почве. Постепенно эта активность начинает снижаться, приближаясь (но еще не достигая) к показателям на контроле. По динамике процесса можно предполагать, что активность микрофлоры достигнет уровня на контроле (в спелом еловом насаждении) где-нибудь к 20-30 годам (по разным, группам и видам микроорганизмов). Проследить за динамикой процессов изменения активности микроорганизмов лучше всего по соответствующим графикам (рис.4.4.)

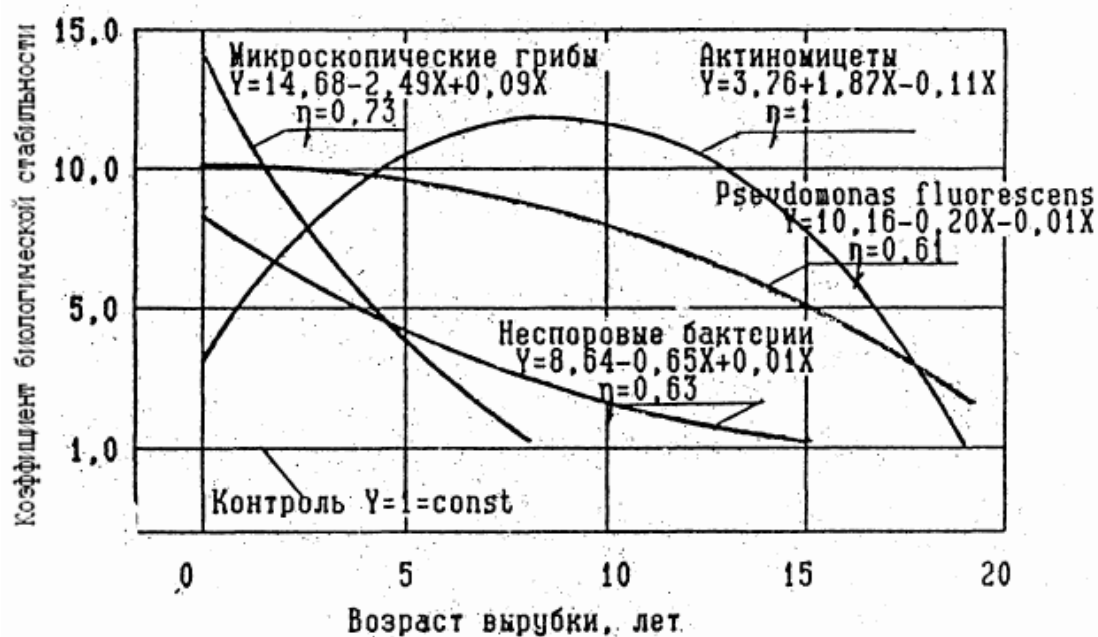


Рис. 4.4 Динамика изменения коэффициента биологической стабильности (по О.В. Макаровой, Е.Д. Сабо)

## 1.2. Рубки ухода

Вполне понятно, что рубки ухода, проводящиеся за лесом, как правило, вручную или средствами малой механизации, не могут оказать такого сильного воздействия на почву, как главная и особенно сплошная рубка.

Рубки ухода, изменяя состав и полноту насаждения, изменяют ряд экологических факторов, которые влияют на почвенный (травяно-кустарничковый или моховой) покров, в определенной степени на световой и температурный режим почвы и, как следствие, на её биологическую активность.

Рассмотрим цепь последовательно влияющих друг на друга факторов. При разреживании древостоя ускоряется рост кроны в горизонтальной плоскости, а также заполнение промежутков в лесном пологе. При этом масса кроны прирастает более интенсивно, чем ствола. В том же направлении изменяется и масса тонких корней (диаметром менее 0,6 мм). Так, по данным С.Н. Сеннова через 8 лет после сильного изреживания елового жердняка (осталось 2,5 тыс. стволов из 50 тыс.) относительная масса крон оказалась равной 0,40, а тонких корней – 0,73. Через 10 лет после рубки масса тонких корней уравнилась с контролем, масса крон оказалась меньше на 36%, а текущий прирост – на 52%.

Изменение массы мелких корней происходит по-разному на бедных и богатых почвах, а также в условиях нормальной, пониженной и повышенной влажности. Замечено, что ухудшение почвенных процессов обычно сопровождается увеличением массы мелких корней. Чем бедней почва, тем больший объём её необходим на одно дерево для нормального питания и возобновления. В древостоях же одного возраста масса мелких корней тем меньше, чем богаче почва и лучше рост стволов.

По поводу отмеченных закономерностей С.Н. Сеннов замечает: “Первоочередное нарастание массы корней можно считать подтверждением основополагающих принципов экологии: устойчивости и целостности экосистемы, прогрессивного её развития с полным использованием возможностей местообитания. Без такого нарастания не было бы восстановления полноты, нельзя было бы эффективно использовать удобрения. Однако, механизмы этого явления пока остаются неясными”.

При разреживании древостоя усиливается рост растений других ярусов: более быстро развивается подлесок, происходят изменения в травяно-кустарничковом и моховом ярусах, что особенно важно с точки зрения направленности почвообразовательного процесса (табл. 4.12).

Таблица 4.12

Проективное покрытие почвы растениями мохового (числитель) и травяно-кустарничкового (знаменатель) ярусов после рубок ухода (по С.Н. Сеннову)

Серия	Преобладающая порода	Проективное покрытие, %	
		на контроле	после рубки
через 4-5 лет после однократной рубки			
1	С	$\frac{90}{60}$	$\frac{90}{80}$
2	С	$\frac{90}{40}$	$\frac{100}{70}$
6	С	$\frac{100}{40}$	$\frac{69}{88}$
4	Е	$\frac{11}{2}$	$\frac{86}{42}$
11	Е	$\frac{30}{20}$	$\frac{100}{30}$
13	Е	$\frac{0,4}{22}$	$\frac{0,1}{41}$
на старых площадях в итоге			
20	С	$\frac{70}{30}$	$\frac{90}{50}$
26	С	$\frac{100}{40}$	$\frac{100}{70}$
9	Е	$\frac{20}{80}$	$\frac{100}{90}$
13	Е	$\frac{30}{90}$	$\frac{10}{100}$
1	Б	$\frac{5}{50}$	$\frac{20}{100}$
7	Б	$\frac{10}{50}$	$\frac{10}{80}$

Максимальное развитие нижних ярусов в молодом ельнике наблюдается на 5-6 год после рубки. В дальнейшем происходит обратный процесс.

В почвообразовательном процессе большую роль играют взаимосвязанные изменения подстилки и гумусового горизонта. Эти изменения зависят от многих факторов, к которым относятся тип почвы, породный и возрастной состав древостоя, степень изреживания лесного полога и другие факторы. Наглядно об этом свидетельствуют данные С.Н. Сеннова (табл. 4.13).

Влияние рубок ухода на мощность подстилки и гумусового горизонта почвы в различных типах леса  
(выборочные данные по С.Н. Сеннову)

Пробная площадь	Тип леса	Возраст древостоя, лет	Средняя мощность, см	
			подстилки	гумусового горизонта
1-А	Березняк кисличный	84	3,7±0,24	8,9±0,42
		89	2,1±0,10	9,6±0,62
1-Е	Ельник кисличный	84	5,0±0,34	8,9±0,59
		89	2,5±0,15	9,7±0,59
4-А	Ельник кисличный	28	2,5±0,23	11,0±0,47
		33	2,1±0,12	15,0±0,82
4-Е	Ельник кисличный	28	3,8±0,26	10,1±0,21
		33	3,4±0,27	12,2±0,23
9-А	Ельник кисличный	90	3,6±0,17	11,0±0,48
		95	4,2±0,06	13,0±0,23
23-А	Сосняк черничный	70	4,6±0,34	16,5±0,55
23-Е		70	5,4±0,24	16,2±0,77
26-А	Сосняк брусничный	79	6,1±0,26	11,5±0,55
26-С		79	5,7±0,33	11,2±0,59

Как видно из приведённой выше таблицы, рубки ухода приводят, как правило, к уменьшению слоя лесной подстилки при увеличении её плотности и одновременном увеличении мощности гумусового горизонта. По изменению мощности подстилки и гумусового горизонта обычно судят об ускорении или замедлении биологического круговорота веществ. По мнению вышеуказанного автора, мощность гумусового горизонта после разреживания ельников обычно увеличивается, а в сосняках и лиственно-еловых древостоях изменяется незначительно. Рассматривая материалы других авторов с указаниями о том, что рубки ухода увеличивают почвенное плодородие (на основе непосредственных измерений содержания в почве азота, золы, гумуса и других веществ), С.Н. Сеннов считает, что такой подход искажает действительную картину и что “недоиспользование потенциального плодородия почвы не является положительным результатом рубок ухода”.

В процессе своей хозяйственной деятельности лесовод должен стремиться к тому, чтобы улучшить плодородные почвы и тем самым способствовать лучшему росту древесных пород. В таежной зоне одним из таких приемов является создание смешанных насаждений. Введение лиственных пород в хвойный лес улучшает качественный состав ежегодного растительного опада. Это приводит к ускорению разложения подстилки и высвобождению зольных элементов, что ведет к снижению кислотности и

улучшению кислородного режима почв. Еще М. В. Ломоносов отмечал, что береза, поселяющаяся в северных лесах, обогащает почву гумусом, тем самым, улучшая ее лесорастительные свойства. Из других лиственных пород положительно влияют на почву липа, клен, дуб и др. Среди хвойных пород к почвоулучшающим следует отнести лиственницу. Для обогащения почвы азотом нужно вводить в состав насаждений такие породы, как ольха, акация белая, желтая и др.

Путем уборки лишних деревьев достигается улучшение освещенности и теплообеспеченности почв. По данным некоторых исследователей, интенсивное изреживание насаждений приводит к повышению температуры почвы, которое распространяется на глубину до 60 см. При этом в напочвенном покрове появляются травы, которые своим ежегодным опадом улучшают почву.

Положительным приемом считается разбрасывание порубочных остатков по всей площади лесосеки более или менее равномерным слоем. На заболоченных участках порубочные остатки рекомендуется складывать в кучи или валы. Из других мероприятий, направленных на повышение плодородия почв в лесном хозяйстве, можно назвать известкование кислых почв и внесение различных удобрений в питомниках, лесных культурах и приспевающих насаждениях. При создании культур и реконструкции малоценных лесных насаждений можно улучшить почвы путем подбора ассортимента древесных и кустарниковых пород.

## **Глава 2. Влияние гидротехнической мелиорации и лесных пожаров на почву**

### **2.1. Влияние гидротехнической мелиорации**

При оценке влияния гидротехнической мелиорации на почвы и почвообразовательный процесс необходимо учитывать существенные различия в исходном состоянии почв. Первое направление связано с регулированием водного режима почв с растущими на них древостоями и их естественным состоянием. В таких условиях находится около 5 млн. га территорий, подвергшихся осушению в той или иной степени с середины 19 века. На указанных территориях под влиянием мелиорации происходит изменение водного, воздушного и связанного с ними других режимов осушенных почв. Дополнительное воздействие оказывают такие лесохозяйственные мероприятия как рубки ухода, создание лесных культур, иногда удобрение.

Второе направление связано с интенсивным использованием осушаемых почв, главным образом, для создания питомников, огородов, культурных сенокосов или подсобных хозяйств различных организаций. В большинстве случаев указанные осушаемые почвы подвергаются механической обработке, посевам, посадкам различных культур, уходу за ними, удобрению местными или минеральными удобрениями и т.д. Иными словами такой тип использования осушаемых почв ближе к сельскохозяйственному. Изменение почвы, происходящее при таком использовании, можно оценить также по материалам исследований в сельском хозяйстве.

Осушение лесных площадей в России получило значительное развитие в 50-80х годах 19 столетия. Причиной этого явилась высокая эффективность этого лесохозяйственного мероприятия в заболоченных лесах, общая площадь которых составляет около 300 млн. га.

Наиболее чёткое представление о лесохозяйственной эффективности осушения дают таблицы текущего прироста, составленные по данным натурных исследований. Так по данным К.К. Буша в наиболее богатых типах леса текущий дополнительный прирост еловых древостоев составляет 3,1-6,5 м<sup>3</sup>/га. По данным Е.Д. Сабо на больших площадях с различными типами осушаемых лесов среднее накопление запаса за длительный период составляет 1-2 м<sup>3</sup>/га за один год.

Анализируя результаты мелиорации, приведённые выше, приходится констатировать, что столь существенные изменения в продуктивности древостоев не могли произойти без существенных изменений в мелиорируемых почвах. В чём же суть этих изменений?

**Изменение температуры почвы.** В торфяных почвах на твёрдую фазу приходится от 3 до 10% объёма. Остальные 97-90% занимает вода, что и

определяет специфику тепловых свойств почвы. Этот тип относится к холодным почвам, так как, в результате большого количества воды она медленнее нагревается и оттаивает весной и дольше не замерзает осенью и зимой.

Мелиорация приводит к уменьшению влажности и теплоёмкости этих почв, в результате чего в весенний период почвы оттаивают быстрее и раньше, а осенью также замерзают быстрее и раньше. В то же время на заболоченных вырубках и в культурах ели на осушаемых болотах наблюдаются явления морозобойности.

**Содержание кислорода в почве и грунтовой воде.** Исследованиями С.Э. Вомперского было показано, что почвенная вода во всех типах болот (при разной проточности) отличается крайне незначительным содержанием кислорода.

Подобно естественным болотам почвенная вода осушаемых болот имеет похожую сезонную динамику кислорода. Тот же автор указывает, что “наибольшие количества кислорода в воде отмечаются весной и осенью при низкой биологической активности почв и отсутствии потребности в ней, наименьшие – летом, при активных ростовых процессах. Большие концентрации кислорода характерны для воды верхней (0-10 см) толщи почвы или выступающей на поверхность, где вода обогащается кислородом за счёт атмосферной диффузии”.

Летом при выпадении осадков вода верхних горизонтов обогащается кислородом, а его количество достигает 3-6 мг/л. Однако, через 1-2 дня после осадков содержание кислорода падает до 0,5-1,0 мг/л, а на глубине 20 см и более его вообще нет. Далее С.Э. Вомперский делает вывод о том “что мелиорации заболоченных лесов не влияет на обогащение почвенно-грунтовой воды кислородом, несмотря на усиление или создание проточности воды в толще почвы”

**Режим аэрации осушаемых почв.** Аэрация – это газообмен между почвой и атмосферным воздухом, в результате которого почва (и почвенные организмы) обеспечиваются свободным кислородом и освобождаются от углекислоты. По соотношению  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}_2$  судят об аэрации.

Высокое содержание  $\text{CO}_2$  в почве отрицательно (или даже токсично) действует на корни растений и почвенную микрофлору, повышая кислотность. Недостаток кислорода тормозит дыхательные процессы и ухудшает пищевой режим почвы, накапливая закисные формы соединений, отрицательно влияющих на всасывающие корни.

По данным С.Э. Вомперского оказалось, что в верхнем 20-сантиметровом слое за все годы наблюдений суммарное количество кислорода и углекислоты было близко к 21%, что свидетельствует о расходе кислорода почвенного воздуха, в основном, только на дыхание (табл. 4.14).



Таблица 4.14

Содержание CO<sub>2</sub> и O<sub>2</sub> в почвенном воздухе в зависимости от глубины  
грунтовых вод (по С.Э. Вомперскому)

Дата	Глубина слоя, см	Показатели в сосняке осоково- сфагновом слабоосушенном				Показатели в сосняке пушицево- сфагновом осушенном			
		глубина воды, см	содержание, %			глубина воды, см	содержание, %		
			CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	сумма		CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	сумма
14.07	10	39	1,48	19,67	21,15	60	0,47	20,53	21,00
26.07	10	54	1,12	19,73	20,85	65	0,33	20,67	21,00
	20	54	1,59	18,21	19,80	65	0,69	20,04	20,73
03.08	10	57	0,39	20,61	21,00	63	1,59	20,16	21,75
	20	57	1,58	18,22	19,80	63	0,69	20,41	21,10
	40	57	5,54	3,36	8,90	63	3,39	11,91	15,30
19.08	10	57	0,63	20,12	20,75	79	0,53	20,45	20,98
	20	57	1,49	18,31	19,80	79	1,31	19,41	20,72
	40	57	4,60	8,30	12,90	79	3,12	16,63	19,75

Несколько иная картина складывается тогда, когда осушаемые торфяные и минеральные почвы подвергаются систематической обработке.

Под влиянием осушения уровень грунтовых вод понижается, усиливается аэрация, а сев и посадка производятся на 10-14 суток раньше (А.А. Черкасов). Улучшаются условия питания растений минеральными веществами, улучшается структура почвы. Повышается средневегетационная температура почвы, активизируются микробиологические процессы. Всё это улучшает развитие растений, которые в свою очередь воздействуют на почву. Сказанное подтверждается экспериментальными данными (табл. 4.15).

Таблица 4.15

Изменение содержания питательных веществ в дренируемых торфяных почвах  
(по М.К. Белану)

Питательные вещества	Содержание питательных веществ, мг/кг сухой почвы			
	недренированной	дренированной при расстоянии между дренами, м		
		30	20	10
Поглощённый NH <sub>3</sub>	103,5	115,9	125,0	132,1
Водорастворимый NH <sub>3</sub>	45,3	26,4	23,3	23,4
Водорастворимый NO <sub>3</sub>	0,0	0,3	1,0	6,5
Водорастворимый P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	10,7	23,7	23,2	19,8
Водорастворимый CaO	78,2	95,6	100,0	104,4

Аналогичная картина наблюдается и в дренируемых минеральных почвах. При дренаже последних в первую очередь, наряду с увеличением аэрации, увеличивается коэффициент фильтрации, причём тем сильнее, чем ближе участок почвы расположен к дрене (табл. 4.16).

Таблица 4.16

Коэффициенты фильтрации дренируемых и не дренируемых минеральных почв  
(по Андрияускайте)

Почва	Коэффициент фильтрации в зависимости от расстояния до дрены, см/сек·10 <sup>4</sup>			
	1	4	8	без дренажа
Дерново-глееватая тяжелосуглинистая	7,13 – 1,13	5,66 – 1,70	3,41 – 0,57	0,30 – 0,06
Дерново-подзолистая глееватая супесчаная	5,53 – 3,39	5,10 – 2,27	3,48 – 1,20	2,26 – 0,32
Дерново-глееватая супесчаная	19,20 – 10,80	11,30 – 7,40	11,30 – 4,30	5,60 – 3,40

Осушение активизирует также деятельность низших животных, увеличивает количество экземпляров и число видов: червей, тысячножек, клещей и др. При этом сокращается количество насекомых и происходит оздоровление местности.

При осушении и окультуривании торфяных почв резко возрастает количество бактерий (табл. 4.17).

Таблица 4.17

Изменение количества бактерий при дренаже  
(по А.А. Черкасову)

Состояние болота	Количество бактерий на глубине 15 см, шт/г сухой почвы			
	верховое болото		низинное болото	
	анаэробные	аэробные	анаэробные	аэробные
Осушено, но не окультурено	140	4 000	2 000	44 000
Осушено и окультурено	140 000	336 000	15 000	61 000

Осушение увеличило количество аэробных бактерий в 1,4-84 раз. Осушение увеличивает и порозность минеральных почв, что видно из приведённых ниже данных:

слой, см	0-10	20-30	40-50	70-80
порозность суглинка, %				
неосушенного	49,5	40,5	33,9	33,9
осушенного	50,7	43,6	36,6	32,3

Увеличение пор ведёт к снижению наименьшей влагоёмкости минеральных почв (по А.А. Черкасову):

слой, см	0-10	20-30	40-50	70-80
наименьшая влагоёмкость, %				
неосушенного	99	72	99	57
осушенного	64	43	62	58

Тот же автор указывает, “что обогащение почвы кислородом и повышение её температуры летом вызывают минерализацию торфа, распад остатков растений, изменение его структуры и способности адсорбировать воду. В глинистых почвах те же принципы обуславливают переход коллоидов из состояния зелей в состояние гелей, склеивание гелями почвенных частиц, укрупнение этих частиц и пор между ними, вымывание илистых частиц из верхних горизонтов в нижние и понижение в осушаемом слое способности адсорбировать воду. Одновременно осушение вызывает осадку почвы...”

## 2.2. Влияние пожаров

Сегодня можно говорить о систематическом возникновении лесных пожаров по разным причинам. При оценке влияния пожаров на лесные почвы можно выделить три основные категории земель: суходольные, торфянистые и торфяные почвы неосушенные и те же группы почв, подвергшиеся осушению. Процессы влияния пожаров на этих трёх категориях земель различны. Наиболее существенные изменения происходят на осушенных торфяных почвах.

Пожар на осушенных торфяных почвах Ф.Р. Зайдельман относит к категории экстремального экологического бедствия, так как помимо выгорания органического вещества происходит понижение поверхности земли на 0,7-1,2 м, застаивание вод половодья и паводков в образовавшихся понижениях и так называемое вторичное заболачивание.

Изучая последствия пожаров на осушаемых торфяных массивах, Ф.Р. Зайдельман выделяет пять видов вторичных пирогенных образований, отличающихся друг от друга процентом распространения, мощностью и

характеристикой слоёв, их химическими свойствами и скоростью последующей деградации.

**Вид 1. Пирогенно-перегнойные образования.** Они занимают до 40% площади выгоревшего массива. Верхний горизонт мощностью 6-10 см образован охристой золой, содержащей железо. Ниже залегает тёмный слой супеси или песка, мощностью 10-20 см. Ниже он подстилается светло-серым оглеенным песком. Грунтовые воды в этом образовании в середине августа 1997 г. находились на глубине 63 см.

**Вид 2. Пирогенно-песчаные образования.** Они занимают менее значительные площади, охватывающие 15-20% территории. Этот вид отличается от пирогенно-перегнойного отсутствием углистого и перегойного слоёв. Иногда перегнойный слой сохраняется, но отличается небольшой мощностью 3-5 см. По всем остальным признакам морфология пирогенно-песчаных образований совпадает с морфологией пирогенно-перегнойных.

**Вид 3. Песчаные образования.** Они приурочены к участкам подъёма минерального дна болотного массива и приподняты над поверхностью окружающей территории на 0,3-0,6 м. Занимают эти образования около 30% территории. В тот же период грунтовые воды в этих образованиях находились на глубине 135 см.

**Вид 4. Пирогенно-древесно-песчаные образования.** В случаях, когда в торфянике до пожара содержалось большое количество погребённой древесины, можно ожидать формирования образований, перекрытых с поверхности слоем плотных сухих древесных стволов и корней мощностью 0,1-0,3 м. Древесные остатки на поверхности оглеенного минерального субстрата образуют твёрдый панцирь.

**Вид 5. Пирогенно-торфяные образования.** Распространены достаточно локально. Они обычно приурочены к трассам открытых каналов и тянутся вдоль последних узкой полосой, ширина которой не превышает 5-8 м. Органические горизонты этого вида образования имеют различную мощность. Их особенностью является интенсивное иссушение поверхностных слоёв торфа на глубину 20-25 см. Это происходит в условиях высоких температур и необратимой коагуляции органических коллоидов. Торф, подвергшийся такому воздействию, приобретает высокую механическую прочность. Большое влияние на сохранность исходных торфяных почв оказывает мощная травянистая растительность, определяющая слабую пирогенную трансформацию.

При оценке свойств вторичных пирогенных образований большое значение имеют их поверхностные слои, образованные толщей охристой золы. В этой золе по сравнению с исходным торфом возросло содержание почти всех макроэлементов – Ca, Mg, K, Mn, P и др. Наряду с этим, увеличилось содержание микроэлементов и тяжёлых металлов – Pb, Cd, Cu и др. (табл. 4.18).

Содержание некоторых элементов в исходном торфе, в золе после сгорания и через год после пожара (по Ф.Р. Зайдельману)

Элемент	Содержание элементов в золе, мг/кг			Вынос за первый год, %
	в исходной торфе	непосредственно после пожара в 1996 г.	через год после пожара в 1997 г.	
Cu	15810	37648	25574	32
Mg	5527	23528	13041	45
K	30956	57451	40485	30
Mn	339	1429	887	38
P	6419	22370	19143	10
Pb	4	91	73	20
Cu	9	48	47	2
B	27	143	119	17
Co	11	31	27	13
Cd	0,11	0,36	0,29	19
Ge	1	4	3	25

Пирогенез торфяных почв привёл к значительным изменениям физико-химических свойств. Так кислотность солевой вытяжки 10-сантиметрового слоя оказалась равной 11,07 сразу после пожара и упала до 8,05 через год. Можно ожидать и дальнейшего (но более медленного) уменьшения pH. Уменьшилось на второй год после пожара количество доступных форм калия ( $K_2O$ ) и фосфора ( $P_2O_5$ ).

Один из основных вопросов, которые возникают после выгорания торфяников это пути их дальнейшего использования. Характер использования в значительной степени зависит от первоначальной мощности торфяника, его ботанического состава, положения на рельефе, исходных и сложившихся гидрогеологических условий и других факторов.

Несколько иную роль играют лесные пожары на минеральных почвах. Обширные исследования гарей в Ленинградской области и на средней Волге провели в 30-х годах В.З. Гулисашвили и А.И. Стратонович. Исследованиями были охвачены три типа еловых и два типа сосновых насаждений. Достаточно подробные исследования касались общей и капиллярной порозности, влажности и воздухоёмкости верхних горизонтов почвы. Обобщённые результаты исследований представлены в виде сводной таблицы по регионам и типам леса (табл. 4.19).

На основании проведённых исследований вышеуказанные авторы приходят к выводу, что «наибольшее уплотнение, выразившееся в уменьшении

общей порозности почвы на гари на 12%, капиллярной порозности – на 11% и некапиллярной – на 1%, наблюдается на слабоподзоленных суглинках I-II классов бонитета с насаждениями из ели, тип леса ельник кисличный (*Piceetum oxalidosum*). Так сильно изменяются физические свойства почв суглинистых и слабоподзоленных. Почвы же суглинистые сильноподзоленные и почвы супесчаные и песчаные или вообще не изменяются или изменяются значительно слабее. В отношении содержания воды в почве почти во всех случаях, кроме сосновых почв Ленинградской области, наблюдается увеличение влажности почвы на гари”.

Изменением некоторых химических и минералогических свойств лесных почв под влиянием воздействия огня занималась Н.Н. Сушкина. Она проводила опыты не на гарях, а подвергала участки почвы обжигу с последующим определением водородного показателя рН (кислотности) по горизонтам А<sub>0</sub>, А<sub>1</sub>, А<sub>2</sub>, В<sub>1</sub>, и В<sub>2</sub>. Образцы сравнивались до обжигания и после обжигания. В последнем случае исследования проводились дважды. Первый раз через 1-8 дней после обжигания и второй раз через 1 месяц (табл. 4.20).

Сразу же оговоримся, что изменения касались в основном горизонтов А<sub>0</sub> и А<sub>1</sub> и лишь на отдельных участках В<sub>1</sub> и В<sub>2</sub>, поэтому в таблицу вошли также показатели по указанным горизонтам.

Таблица 4.19

Влияние лесных пожаров на физические свойства почвы  
(по В.З. Гулисашвили и А.И. Стратоновичу)

Тип леса	Почва	Показатели изменения почвы на гарях по сравнению с лесом							
		общая порозность, %		капиллярная порозность, %		влажность, %		воздухоёмкость, %	
		гарь	лес	гарь	лес	гарь	лес	гарь	лес
Ленинградская область									
<i>Piceetum oxalidosum</i> Ельник кисличный	оподзоленный суглинок	44,00	52,92	40,64	51,07	39,30	35,70	1,04	17,18
<i>Piceetum myrtillosum</i> Ельник черничный	оподзоленный суглинок	37,85	39,00	38,75	40,33	37,75	34,24	0,10	5,20
<i>Piceetum polytrichosum</i> Ельник долгомошный	сильнооподзоленный суглинок (торфянистый подзол)	42,97	42,48	43,64	43,54	43,20	31,50	0,00	10,90
<i>Pinetum hylacomiosum</i> Сосняк зеленомошный	слабооподзоленная супесь	51,24	51,25	46,51	47,56	17,52	19,38	33,72	30,86
Средняя Волга									
<i>Pinetum hylacomiosum</i> Сосняк зеленомошный	слабооподзоленная супесь	41,92	44,15	39,58	40,84	9,40	8,30	32,40	35,80

## Влияние обжигания почвы на величину рН (по Н.Н. Сушкиной)

Древостой	Тип почвы	Горизон г	Изменение величины рН		
			до обжига	после обжига	
				1 проба	2 проба
Сосновый чистый	подзолисто-глеевая песчаная	A <sub>0</sub>	5,6	7,4	–
		A <sub>2</sub>	5,8	5,8	6,2
		B <sub>1</sub>	6,0	6,0	6,6
		B <sub>2</sub>	5,9	6,0	6,5
Хвойный с примесью Б и Ос	подзолисто-глеевая супесчаная	B <sub>1</sub>	5,4	5,8	7,0
		B <sub>2</sub>	5,8	5,8	5,8
Хвойный с примесью Б и Ос	подзолисто-глеевая супесчаная	A <sub>0</sub>	5,2	7,6	8,2
		A <sub>1</sub>	5,4	6,4	6,2
		A <sub>2</sub>	5,8	6,0	6,3
		B <sub>1</sub>	5,8	6,0	6,3
Хвойный с примесью Б и Ос	подзолисто-глеевая суглинистая	A <sub>0</sub>	5,4	7,7	7,4
		A <sub>1</sub>	5,4	–	6,0
		A <sub>2</sub>	5,9	6,0	6,6
		B <sub>1</sub>	6,0	6,2	6,4
Хвойный с примесью Б и Ос	подзолисто-глеевая тяжелосуглинистая	A <sub>0</sub>	5,2	7,2	–
		A <sub>1</sub>	5,4	5,8	6,2
		A <sub>2</sub>	5,6	5,6	6,0

Из результатов исследований, приведённых в табл. 4.19 автор делает вывод о том, что после обжига происходит значительное изменение величины рН в сторону щелочной реакции не только в верхних горизонтах, но и в горизонте В, что может считаться благоприятным фактором для кислых лесных почв.

Имеющийся в распоряжении исследователя материал позволил сделать выводы о том, что бактериальная жизнь почв изменяется в результате действия огня. Это относится как к случаям искусственного обжигания, так и к пожарам и огневой очистке лесосек. Литературные данные показывают, что действие огня на биологическую жизнь почв, по-видимому, может привести к усилению биохимических процессов, способствующих лесовозобновлению. В это же время стимулирующее действие огня на биохимические процессы происходит только до некоторого уровня, после чего дальнейшее повышение температуры производит стерилизующее действие на бактерии.

Исследования более позднего времени в различных регионах страны показали сходные результаты. Так Е.Б. Кучеров, А.Х. Мукатанов и А.Л. Галеева в течение 1977-78 гг. провели биоэкологические исследования на горях в сосняках вейниковых и кипрейно-вейниковых, произрастающих на горно-лесных светло-серых среднесуглинистых почвах Башкирского государственного заповедника. Полученные ими данные, характеризующие физико-химические свойства почв, указывают на уменьшение кислотности, увеличение поглощенных оснований и уменьшение органического вещества в почвах под влиянием пожаров.

Состав микрофлоры позволяет сделать вывод о том, что в исследуемых почвах протекают активные процессы минерализации органических соединений. После пожара наибольшую активность проявляют спорообразующие бактерии. Количество грибной микрофлоры оказалось более стабильным. В то же время после пожара втрое увеличилось количество неспорообразующих бактерий. Все это может привести к длительному восстановлению допожарного типа леса.

В пройденных огнем сосняках проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса увеличилось до 59,7 % по сравнению с 13,3 % на контроле. Появились такие виды растений как иван-чай, бодяк полевой, лабазник вязолистный. Пожаром был значительно уничтожен моховой покров (осталось 4–7%). Наблюдается интенсивный процесс возобновления преимущественно осиной. В среднем на 1 м<sup>2</sup> насчитывалось от 109 до 231 всхода осины, от 1,3 до 3,5 сосны и от 1,7 до 1,5 березы. На пожарище воздушно-сухая масса травяного покрова оказалась в 2-3 раза больше, чем на контроле.

В Иркутском Приангарье аналогичные исследования в течение 1973-1976 гг. были проведены Э.П. Поповой в сосняках бруснично-зеленомошном и бруснично-рододендроновом, произрастающих на слабодерновой среднеподзолистой супесчаной почве. Исследования показали, что пожары слабой интенсивности незначительно отражаются на свойствах легких лесных почв. По мере увеличения интенсивности низовых пожаров происходит более глубокий пиролиз подстилки и других горючих материалов. При средней интенсивности пожара кислотность подстилки из кислого диапазона (рН 5,10-5,22) переходит в слабокислый (рН 5,95-6,76). Водная вытяжка из золы имеет уже щелочную реакцию (рН 7,34-9,39).

После пожара на участках со слабой, средней и сильной интенсивностью наблюдается увеличение аммонийного азота.

Максимальное количество аммония было отмечено при сильной интенсивности огня (93,6 мг на 100 г почвы). Через четыре года содержание аммония приблизилось к исходному (5,7-7,7 мг на 100 г почвы). Содержание подвижных соединений калия и фосфора после пожаров сильной и средней интенсивности увеличивается в два-три раза, после слабой – практически остаётся без изменений.

Приведенный выше материал свидетельствует о том, что изменения свойств лесных супесчаных почв Приангарья под влиянием пожаров зависят от интенсивности последних. Если не происходит полного выгорания органического вещества, то ухудшения лесорастительных свойств почв легкого гранулометрического состава не наблюдается.



## ЛИТЕРАТУРА

### Раздел 1. ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

Ананьев В.П., Потапов А.Д. Основы геологии, минералогии и петрографии. – М.: Высшая школа, 1999.

Геологический словарь – М.: Недра, 1973. – Т. I, II.

Добровольский В.В. Минералогия с элементами петрографии. – М.: Просвещение, 1971.

Добровольский В.В. Химия Земли. – М.: Просвещение, 1988.

Добровольский В.В., Якушева А.Ф. Геология. – М.: Просвещение, 1979

Жариков В.А. Основы физико-химической петрографии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.

Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии. – М.: Недра, 1991.

Лазаренко Е.К. Курс минералогии. – М.: Высшая школа, 1971.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. – М.: Высшая школа, 1974.

Миловский А.В. Минералогия и петрография. – М.: Недра, 1969.

Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. – М.: Недра, 1972.

Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. – М.: Наука, 1980.

### Раздел 2. ОБРАЗОВАНИЕ, СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОЧВ

Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. – М.: Изд-во МГУ, 1970.

Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. – М.: Агропромиздат, 1986.

Воронин А.Д. Основы физики почв. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.

Докучаев В.В. Русский чернозём. СПб., 1883.

Евдокимова Т.И. Почвенная съемка: Учебное пособие. – 2-е изд. – М.: Изд-во МГУ, 1987.

Дубов С.Д., Поляков А.Н. Лесная съемка. – М.: Лесная пром-сть, 1982.

Зеликов В.Д. Почвы и бонитет насаждений. М., 1971.

Зонн С.В. Влияние леса на почвы. Л.: Изд-во АН СССР. 1952.

Кауричев И.С. Почвоведение. – М.: Агропромиздат, 1989.

Качинский Н.А. Физика почвы. Часть I. – М.: Издательство “Высшая школа”, 1965.

Качинский Н.А. Физика почвы. Часть II. – М.: Издательство “Высшая школа”, 1970.

Роде А.А. Генезис почв и современные процессы почвообразования. – М.: Наука, 1984.

Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Том I.– Л.: Гидрометеорологическое из-во, 1965.

Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Том II. – Л.: Гидрометеорологическое из-во, 1969.

Роде А.А. Подзолообразовательный процесс. – М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1937.

Роде А.А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. – М.: ОГИЗ, 1947.

Розанов Б.Г. Морфология почв. – М.: МГУ, 1983.

Смирнов П.М., Петербургский А.В. Агрехимия. М.: Колос, 1975.

Пономарева В.В. Теория подзолообразовательного процесса. – М. – Л.: Наука, 1964.

Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование (методы и результаты изучения). – Л.: Наука, 1980.

Кононова М. М. Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения. М., Изд-во АН СССР.

### **РАЗДЕЛ 3. ПОЧВЫ**

Афанасьева Т.Ф., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.В. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.

Виленский Д. Г. География почв. М., Высшая школа, 1961.

Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и географии почв. – М.: Географгиз, 1960.

Глазовская М.А. Почвы мира. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972.

Добровольский Г.В., Шеремет Б.В., Афанасьева Т.В., Палечек Л.А. Почвы. Энциклопедия природы России. – М.: АБФ, 1998.

Классификация и диагностика почв СССР./Составители: В. В. Егоров, В. М. Фридланд, Е. Н. Иванова и др. М., Колос, 1977.

Рожков В.А., Зеликов В.Д., Щепашенко Д.Г., Шишкина Н.Г. Классификация и диагностика почв лесной зоны. – М.: МГУЛ, 1998.

### **РАЗДЕЛ 4. ВЛИЯНИЕ ЛЕСОХОЗЯЙСТВЕННЫХ МЕРОПРИЯТИЙ НА ПОЧВУ**

Вомперский С.Э., Сабо Е.Д., Формин А.С. Лесоосушительная мелиорация. – М.: Лесная промышленность, 1975.

Сеннов С.Н. Уход за лесом (экологические основы). – М.: Лесная промышленность, 1984.

Зайдельман Ф.Р. Банников М.В., Шваров А.П. Пирогенные образования на месте осушенных торфяных почв – свойства и плодородие // Почвоведение – 1999, № 9. – С. 1150 – 1159.

Горение и пожары в лесу. Материалы первого всесоюзного научно-технического совещания. Часть III. Лесные пожары и их последствия. Институт леса и древесины им. В.Н. Сукачёва. – Красноярск, 1979.

Гулисашвили В.З., Стратонович А.И. Физические свойства лесных почв и их изменение под влиянием лесохозяйственных мероприятий. Л.: Гослестехиздат, 1935.

Мелехов И.С. Влияние пожаров на лес. Л.: Гослестехиздат, 1948.

Сабо Е.Д., Макарова О.В. Воздействие движителей машин при лесозаготовках на почвы вырубок // Научные труды МГУЛ, вып. 265, 1993 – с. 112 – 116.

Сабо Е.Д., Кормилицына О.В. Изменение микробиологической характеристики дерново-подзолистых почв после сплошной рубки леса // Лесной вестник, спец. вып. “Почвоведение”, № 1 (16), 2001. – с. 79-84.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	3
Введение .....	4
<b>РАЗДЕЛ 1. ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ .....</b>	<b>11</b>
Глава 1. Происхождение Земли и строение земного шара .....	11
1.1. Возраст Земли .....	11
1.2. Строение Земли .....	11
1.3. Образование и строение земной коры .....	14
1.4. Химический состав земной коры .....	15
Глава 2. Главнейшие минералы и горные породы .....	16
2.1. Минералы .....	16
2.1.1. Краткая характеристика минералов .....	16
2.1.2. Основные формы минералов .....	16
2.1.3. Физические свойства минералов .....	17
2.1.4. Происхождение и классификация минералов .....	19
2.2. Горные породы .....	21
2.2.1. Магматические горные породы .....	21
2.2.2. Осадочные горные породы .....	23
2.2.3. Метаморфические горные породы .....	25
2.2.4. Минералогический состав горных пород .....	26
Глава 3. Выветривание горных пород и минералов. Почвообразующие породы .....	27
3.1. Выветривание .....	27
3.1.1. Физическое выветривание .....	27
3.1.2. Химическое выветривание .....	29
3.1.3. Биологическое выветривание .....	31
3.1.4. Кора выветривания .....	32
3.2. Почвообразующие породы .....	32
Глава 4. Геологическая деятельность рек .....	36
Глава 5. Водная эрозия .....	43
Глава 6. Геологическая деятельность ветра .....	45
Глава 7. Геологическая деятельность ледников .....	52

Глава 8.	Геологическая деятельность подземных вод .....	58
Глава 9.	Геологическая деятельность морей .....	62
РАЗДЕЛ 2. ОБРАЗОВАНИЕ, СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОЧВ .....		66
Глава 1.	Почвообразовательный процесс .....	66
1.1.	Общая схема почвообразования .....	66
1.2.	Факторы почвообразования .....	68
Глава 2.	Минеральная часть почвы .....	76
2.1.	Минералогический состав .....	76
2.2.	Гранулометрический (механический) состав материнских горных пород и почв .....	76
2.3.	Влияние гранулометрического состава на лесорастительные свойства почвы .....	82
Глава 3.	Органическая часть почвы .....	84
3.1.	Источники органического вещества почвы .....	84
3.2.	Общая схема формирования органической части почвы .....	85
3.3.	Процессы превращения органических остатков в почвах и современные представления о гумусообразовании .....	86
3.4.	Гумусовые кислоты и их свойства .....	89
3.5.	Роль органических веществ в почвообразовании, плодородии и питании растений .....	90
3.6.	Гумусное состояние почв .....	91
3.7.	Экологическая роль гумуса .....	92
Глава 4.	Почвенные коллоиды. Поглощительная способность почвы .....	95
4.1.	Почвенные коллоиды .....	95
4.1.1.	Строение и состав почвенных коллоидов .....	95
4.1.2.	Понятие о коллоидных растворах .....	97
4.2.	Коагуляция и пептизация коллоидов .....	97
4.3.	Поглощительная способность почв. Виды поглощительной способности .....	99
4.4.	Кислотность и щелочность почв .....	104
4.5.	Известкование кислых почв .....	107
4.6.	Щелочность почв .....	107
4.7.	Буферность почв .....	108
Глава 5.	Физические свойства почвы .....	109
5.1.	Общие физические свойства почвы .....	109
5.2.	Физико-механические свойства почвы .....	111

Глава 6.	Водные свойства и водный режим почвы .....	113
6.1.	Формы почвенной воды .....	113
6.2.	Водные свойства почвы .....	117
6.3.	Почвенно-гидрологические константы .....	123
6.4.	Доступность почвенной влаги растениям .....	124
6.5.	Водный режим почв .....	125
6.6.	Типы водного режима .....	127
6.7.	Регулирование водного режима .....	129
6.8.	Влияние древесных насаждений на водный режим местности .....	130
Глава 7.	Воздушные свойства и воздушный режим почв .....	132
7.1.	Почвенный воздух .....	132
7.2.	Формы почвенного воздуха .....	132
7.3.	Воздушно-физические свойства почв .....	133
7.4.	Состав почвенного воздуха .....	135
7.5.	Динамика почвенного воздуха .....	137
Глава 8.	Тепловые свойства и тепловой режим почв .....	139
8.1.	Тепловые свойства почвы .....	139
8.2.	Тепловой режим почв .....	140
Глава 9.	Почвенный раствор .....	142
9.1.	Почвенный раствор .....	142
9.2.	Значение почвенного раствора в плодородии почв и питании растений .....	145
Глава 10.	Плодородие почвы .....	147
6.1.	Понятие о плодородии почв .....	147
6.2.	Виды почвенного плодородия .....	147
6.3.	Оценка качества почв по их свойствам и плодородию .....	148
6.4.	Меры по повышению плодородия почв в лесном хозяйстве .....	149
Глава 11.	Строение и морфологические признаки почвы .....	150
7.1.	Строение почвенного профиля .....	150
7.2.	Обозначение и описание горизонтов .....	151
7.3.	Морфологические признаки почв .....	152
РАЗДЕЛ 3.	ПОЧВЫ .....	162
Глава 1.	Понятие о почвенных типах и зонах .....	162
Глава 2.	Классификация почв .....	163

Глава 3.	Почвы тундровой зоны .....	164
3.1.	Границы и площадь зоны .....	164
3.2.	Условия почвообразования .....	164
3.3.	Генезис тундровых почв .....	167
3.4.	Классификация и свойства тундровых почв .....	168
3.3.	Использование почв тундры .....	169
Глава 4.	Почвы таежно-лесной зоны .....	171
4.1.	Условия почвообразования .....	171
4.2.	Подзолистые почвы .....	172
4.2.1.	Генезис подзолистых почв .....	172
4.2.2.	Классификация подзолистых почв .....	174
4.2.3.	Состав и свойства подзолистых почв .....	175
4.3.	Дерново-подзолистые почвы .....	176
4.3.1.	Генезис дерново-подзолистых почв .....	176
4.3.2.	Классификация дерново-подзолистых почв .....	177
4.3.3.	Состав и свойства дерново-подзолистых почв .....	178
4.4.	Болотно-подзолистые почвы .....	179
4.4.1.	Классификация и свойства болотно-подзолистых почв .....	179
4.4.2.	Свойства и использование болотно-подзолистых почв .....	182
4.5.	Дерновые почвы .....	182
4.5.1.	Генезис дерновых почв .....	182
4.5.2.	Классификация дерновых почв .....	183
4.5.3.	Состав и свойства дерновых почв .....	186
4.6.	Использование и лесорастительные свойства почв таежно-лесной зоны .....	186
Глава 5.	Болотные почвы .....	189
5.1.	Генезис болотных почв .....	189
5.2.	Основные типы заболачивания .....	192
5.2.1.	Заболачивание суши .....	192
5.2.2.	Заболачивание и заторфовывание водоемов .....	192
5.3.	Классификация болотных почв .....	193
5.4.	Состав и свойства болотных почв .....	196
5.5.	Использование и лесорастительные свойства болотных почв .....	197
Глава 6.	Серые лесные почвы лесостепной зоны .....	198
6.1.	Условия почвообразования .....	198
6.2.	Генезис серых лесных почв .....	198
6.3.	Классификация серых лесных почв .....	199
6.4.	Состав и свойства серых лесных почв .....	201

6.5.	Использование и лесорастительные свойства серых лесных почв .....	202
Глава 7.	Черноземные почвы лесостепной и степной зон .....	203
7.1.	Условия почвообразования .....	203
7.2.	Генезис черноземов .....	204
7.3.	Классификация черноземов .....	204
7.4.	Состав и свойства черноземов .....	206
7.5.	Использование и лесорастительные свойства черноземов .....	208
Глава 8.	Каштановые почвы зоны сухих степей .....	209
8.1.	Условия почвообразования .....	209
8.2.	Генезис каштановых почв .....	210
8.3.	Классификация каштановых почв .....	210
8.4.	Состав и свойства каштановых почв .....	212
8.5.	Использование и лесорастительные свойства каштановых почв ...	213
Глава 9.	Засоленные почвы и солоды .....	214
9.1.	Источники солей в почвах .....	214
9.2.	Солончаки .....	214
9.2.1.	Генезис солончаков .....	215
9.2.2.	Классификация солончаков .....	215
9.2.3.	Свойства солончаков. Использование солончаков .....	218
9.3.	Солонцы .....	219
9.3.1.	Генезис солонцов .....	219
9.3.2.	Строение профиля солонцов .....	220
9.3.3.	Классификация солонцов .....	220
9.3.4.	Свойства солонцов. Использование солонцов .....	224
9.4.	Солоды .....	225
9.4.1.	Генезис, строение профиля и свойства солодей .....	225
9.4.2.	Классификация солодей .....	226
9.4.3.	Использование солодей .....	227
Глава 10.	Бурые полупустынные почвы .....	228
10.1.	Условия почвообразования .....	228
10.2.	Генезис бурых полупустынных почв .....	228
10.3.	Классификация бурых полупустынных почв .....	229
10.4.	Состав и свойства бурых полупустынных почв .....	229
10.5.	Использование и лесорастительные свойства бурых полупустынных почв .....	230
Глава 11.	Почвы пустынной зоны .....	231



11.1. Условия почвообразования .....	231
11.2. Серо-бурые пустынные почвы .....	231
11.2.1. Генезис серо-бурых пустынных почв .....	231
11.2.2. Классификация серо-бурых пустынных почв.....	232
11.2.3. Состав и свойства серо-бурых пустынных почв .....	233
11.3. Такыры и такыровидные почвы .....	234
11.3.1. Генезис такыров и такыровидных почв .....	234
11.3.2. Классификация такыров .....	234
11.3.3. Состав и свойства такыров и такыровидных почв .....	235
11.4. Использование и лесорастительные свойства пустынных почв .....	235
 Глава 12. Сероземы .....	 237
12.1. Условия почвообразования .....	237
12.2. Генезис сероземов .....	237
12.3. Классификация сероземов .....	238
12.4. Состав и свойства сероземов .....	239
12.5. Использование и лесорастительные свойства сероземов .....	239
 Глава 13. Почвы влажных субтропиков .....	 240
13.1. Условия почвообразования .....	240
13.2. Красноземы .....	240
13.2.1. Генезис красноземов.....	240
13.2.2. Классификация красноземов .....	241
13.2.3. Состав и свойства красноземов .....	242
13.3. Желтоземы .....	242
13.3.1. Классификация желтоземов .....	242
13.3.2. Состав и свойства желтоземов .....	242
13.4. Использование и лесорастительные свойства красноземов и желтоземов .....	244
 Глава 14. Почвы горных областей .....	 245
14.1. Вертикальная зональность почв .....	245
14.2. Условия почвообразования .....	247
14.3. Горно-луговые почвы .....	247
14.4. Горно-луговые черноземовидные почвы .....	249
14.5. Горные лугово-степные почвы .....	250
14.6. Использование и лесорастительные свойства почв горных областей .....	251
 Глава 15. Почвы речных пойм .....	 252
15.1. Условия почвообразования .....	252
15.2. Пойменные (аллювиальные) почвы .....	253

15.2.1. Аллювиальные дерновые почвы .....	253
15.2.2. Аллювиальные луговые почвы .....	255
15.2.3. Аллювиальные болотные почвы .....	257
15.3. Использование почв речных пойм .....	258
Глава 16. Методика исследования почв и составление почвенных карт .....	259
16.1. Подготовительный период .....	260
16.2. Составление предварительного плана .....	260
16.3. Полевой период .....	261
16.4. Камеральный период .....	263
РАЗДЕЛ 4. ВЛИЯНИЕ ЛЕСОХОЗЯЙСТВЕННЫХ МЕРОПРИЯТИЙ НА ПОЧВУ .....	265
Глава 1. Влияние рубок на почву .....	265
1.1. Главные рубки .....	265
1.1.1. Теоретическая концепция изменения вероятных направлений почвенных процессов .....	268
1.1.2. Физические свойства дерново-подзолистой суглинистой почвы и их изменение после воздействия движителей машин .....	270
1.1.3. Изменение химических свойств дерново-подзолистых почв после сплошной рубки .....	277
1.1.4. Изменение химических свойств дерново-подзолистых почв сплошной рубки .....	279
1.2. Рубки ухода .....	282
Глава 2. Влияние лесных пожаров на почву и почвообразовательный процесс .....	286
2.1. Влияние гидротехнической мелиорации .....	286
2.2. Влияние пожаров .....	290