

ПОЧВЫ БОРЕАЛЬНОГО И СУББОРЕАЛЬНОГО ПОЯСОВ РОССИИ

Учебное пособие

*Рекомендовано Учебно-методическим советом по почвоведению при
УМО по классическому университетскому образованию в качестве
учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучаю-
щихся по направлению высшего профессионального образования 020700
«Почвоведение».*

УДК 631.4(075.8)
ББК 40.3
П65

Авторы-составители:
Л.И. Герасько, Е.В. Каллас

Почвы бореального и суббореального поясов России. – Томск:
П65 Изд-во Том. ун-та, 2010. – 184 с.

ISBN 978-57511-1941-6

Рассматриваются факторы почвообразования, морфологическое строение, диагностика и классификация основных типов почв таежной, лесостепной и степной зон. Особое внимание уделяется генезису почв, анализируются различные гипотезы их происхождения и эволюции. Описание химических и физико-химических свойств проводится на примере конкретных почв Сибири с использованием оригинальных авторских и литературных материалов. В глоссарии даны основные понятия, необходимые для усвоения курса «Почвоведение».

Для студентов вузов, обучающихся по специальностям «Почвоведение», «Лесное хозяйство», «Садово-парковое и ландшафтное строительство», «Экология», «Агрономия», «География».

УДК 631.4(075.8)
ББК 40.3

ISBN 978-5-7511-1941-6

© Л.И. Герасько, Е.В. Каллас, составление, 2010

ВВЕДЕНИЕ

Настоящее учебное пособие представляет собой сопроводительный материал к лекционному курсу «Основы почвоведения» и практическим занятиям по этому курсу, в связи с этим включает характеристику наиболее распространенных типов почв бореального и суббореального поясов. Почвы полярного пояса, имеющиеся на территории России, в данном пособии не рассматриваются, поскольку учебные и производственные практики студенты проходят в пределах территорий, входящих в состав бореального и суббореального поясов. Коллекции, используемые на практических занятиях, также представлены типами и подтипами почв, являющихся компонентами почвенного покрова этих поясов.

Учебное пособие имеет целью дать представление об основных типах и подтипах почв, характерных для природных зон Сибири, условиях почвообразования, процессах, их формирующих (генезисе), свойствах, а также некоторых фациальных особенностях. Кроме того, что почвы холодных фаций во многом отличаются от своих европейских аналогов, необходимость создания этого пособия вызвана изданием в 1997 г., а затем в 2004 г новой Классификации почв России, в которой изменены критерии выделения подтипов и родов почв, появились новые типы и подтипы, а также надтиповые таксоны, не выделявшиеся в Классификации почв СССР 1977 г. В современной научной литературе используется как старая, так и новая классификация, в то время как большинство существующих учебников построено на старой классификации. В связи с этим авторы, не отходя от сложившихся в почвенной науке традиций, попытались познакомить читателей с основными таксономическими единицами новой классификации, построенной на принципе генетичности (разделение почв проводится на основе оценки их генетического профиля как совокупности (системы) горизонтов, отражающих в своих свойствах процессы, их сформировавшие).

В учебном пособии, в отличие от существующих учебников, основные свойства почв рассматриваются на примере почв Сибири, изученных авторами и другими исследователями почвенного покрова этого обширного региона.

Прежде чем перейти к изложению конкретного материала, приведем определения основных понятий.

Почвоведение – наука о почве, её строении, составе, свойствах и географическом распространении, закономерностях её происхождения, развития, функционирования и роли в природе и обществе, путях и методах её мелиорации, охраны и рационального использования в хозяйственной деятельности человека. Одним из важнейших свойств почвы и результатом почвообразования является плодородие – способность обеспечивать рост и воспроизводство растений всеми необходимыми им условиями. Именно оно поставлено во главу угла определения понятия «почва». *Почва* – это обладающая плодородием, сложная полифункциональная и поликомпонентная открытая многофазная система в поверхностном слое коры выветривания горных пород, являющаяся комплексной функцией горной породы, организмов, климата, рельефа и времени. Таким образом, *плодородие* – это интегральное свойство почвы.

Уровень плодородия зависит от показателей теплового, водно-воздушного, питательного, физико-химического, солевого и окислительно-восстановительного режимов. Параметры режимов определяются климатическими условиями, агрофизическими свойствами почв, их гранулометрическим, минералогическим и химическим составом, потенциальными запасами элементов питания растений, содержанием их подвижных форм, а также составом и запасами гумуса, интенсивностью микробиологических процессов, реакцией среды и другими свойствами. Геологические и геохимические процессы тоже оказывают влияние на плодородие (приток жестких или мягких, пресных или минерализованных грунтовых вод, отложение плодородных наилков, эрозионный снос гумусового горизонта и т.д.). Влияние этих процессов на плодородие проявляется опосредованно через изменение в том или ином направлении показателей состава, свойств и режимов почвы.

В специальном разделе учебного пособия – Глоссарии – приводятся основные понятия, необходимые для усвоения курсов «Основы почвоведения», «Почвоведение», «Лесное почвоведение», «География почв», «Почвоведение с основами географии почв» и др.

При создании учебного пособия были использованы оригинальные авторские и литературные материалы, характеризующие почвы Сибири, а также фотографии почвенных разрезов и ландшафтов, часть из которых была любезно предоставлена сотрудниками кафедры почвоведения и экологии почв Томского государственного университета. Авторы выражают благодарность и искреннюю признательность коллегам за ценные советы, замечания и поддержку в процессе написания данного пособия.

1. ДЕРНОВЫЕ ПОЧВЫ

К дерновым почвам относят группу типов автоморфных хорошо дренированных почв с профилем А–С или А–R с мощностью гумусового горизонта более 10 см, исключая подобные почвы на аллювиальных и вулканических наносах и почвы с признаками криогенеза и слитогенеза.

Дерновые почвы формируются как на скальных, так и на рыхлых почвообразующих породах в различных биоклиматических условиях, как под травянистой растительностью суходольных лугов, так и под лесами, преимущественно лиственными, с развитым травяным покровом.

Общие диагностические признаки:

1. Наличие мощного гумусового горизонта А и, как правило, переходного горизонта АС (или AR) с общей мощностью прокрашенной гумусом толщи более 10 см. В верхней части горизонта А обычно формируется дернина, может присутствовать горизонт подстилки О.

2. Отсутствие каких-либо иных генетических горизонтов в профиле либо наличие лишь их слабых признаков, не достаточных для морфологического выделения горизонтов.

В зависимости от характера почвообразующей породы формируются разные типы почв:

- рендзины на карбонатных плотных породах;
- парарендзины на карбонатных рыхлых породах;
- ранкеры на силикатных плотных породах;
- дерновые почвы на силикатных рыхлых породах.

1.1. Рендзины и парарендзины

Рендзины – это темноокрашенные глинистые почвы с профилем А–AR–R на плотных карбонатных породах (известняках, мергелях, мраморах, мелах).

Парарендзины – это темноокрашенные глинистые почвы с профилем А–АС–С, формирующиеся на рыхлых карбонатных породах (карбонатной морене, карбонатных суглинках и глинах и т.п.).

В отечественном почвоведении эти почвы называют дерново-карбонатными. Термин «рендзина» признан международным, объединяющим как настоящие рендзины, так и парарендзины.

Распространение. Рендзины и парарендзины широко распространены на холмистых равнинах и горных склонах Европы, Восточной Сибири, США, Канады в пределах лесных зон бореального и суббореального поясов. Они покрывают большие площади в Прибалтике, встречаются в Белоруссии, Молдавии, на Кавказе, в Крыму. В России распространены в Ленинградской, Псковской, Новгородской областях, в горных районах Сибири.

Условия почвообразования. Рендзины и парарендзины формируются при обилии атмосферных осадков и малом испарении в условиях гумидного климата и промывного водного режима при хорошем внутрипочвенном дренаже. Почвообразующие породы карбонатные. Растительность представлена широколиственными и хвойно-широколиственными лесами с развитым травяным покровом. Для этих почв характерен малый абсолютный геологический возраст – послеледниковый.

1.1.1. Генезис и эволюция рендзин и парарендзин

Основной почвообразовательный процесс, формирующий профиль рендзин и парарендзин, – дерновый. Этот процесс протекает под воздействием травянистой растительности, приводящей к образованию хорошо развитого гумусового горизонта. Особенностью дернового процесса является накопление гумуса и питательных веществ, создание водопрочной структуры в верхнем горизонте почвы.

Травяные сообщества оказывают специфическое влияние на развитие почвообразовательного процесса, что связано с их особенностями, заключающимися в следующем:

1. Краткий жизненный цикл (1–3 года) травянистых растений и благоприятный химический состав опада (высокая зольность (3–13%) и повышенное содержание азота) обуславливают интенсивный биологический круговорот.

2. Значительная доля корней от общей фитомассы. Она чаще всего равна надземной или преобладает над ней, достигая 85–97%. Вследствие этого корневые системы являются важнейшим источником образования гумуса.

3. Высокая степень разветвления корневых систем (до 70–80 км при одиночном стоянии растений и до 800–900 м и более при сплошном) и особенно корневых волосков обуславливает активное развитие биохимических и микробиологических процессов в зоне их распространения.

4. Поступление органических остатков непосредственно в почву и их разложение в условиях тесного контакта с ее минеральными соединениями благоприятствуют процессам гумификации и закреплению образующихся гумусовых веществ.

Вследствие вышеперечисленных особенностей травянистых растений в верхних горизонтах почвы вместе с аккумуляцией гумуса увеличивается содержание питательных веществ, улучшаются физико-химические и физические свойства, усиливаются микробиологические процессы и в конечном итоге формируется высокое плодородие почвы.

На образование и накопление гумуса большое влияние оказывает содержание в почве оснований, в частности углекислого, силикатного и обменных кальция и магния. Они стимулируют разложение свежих растительных остатков, нейтрализуют и переводят в нерастворимое состояние образующиеся гумусовые вещества, предохраняя тем самым их от вымывания и разложения микроорганизмами.

В основе эволюции рендзин и парарендзин лежит постепенное выщелачивание карбоната кальция породы и остаточное огливание профиля. Стадии этого процесса фиксируются в разделении почв на подтипы: типичные – вскипают с поверхности; выщелоченные – вскипают в нижней части профиля; оподзоленные – имеют признаки начала дифференциации профиля по элювиально-иллювиальному типу.

Дальнейшая эволюция рендзин и парарендзин может привести к формированию остаточно-карбонатных буроземов или остаточно-карбонатных дерново-подзолистых почв и, наконец, буроземов или дерново-подзолистых почв.

Характерные признаки рендзин и парарендзин. Наиболее типичными признаками этих почв являются следующие:

- высокая глинистость при отсутствии дифференциации гранулометрического состава по профилю;
- высокая каменистость при развитии на плотных породах;
- слабокислая или нейтральная реакция в верхней части профиля и слабощелочная – в нижней;
- высокая гумусированность при преобладании в составе гумуса гуминовых кислот, связанных с кальцием (фракция ГК-2);
- высокая емкость катионного обмена;
- полная или почти полная насыщенность основаниями.

1.1.2. Классификация и свойства рендзин и парарендзин

Типы рендзин и парарендзин подразделяются на следующие подтипы: типичные, выщелоченные и оподзоленные.

Типичные рендзины (и парарендзины) имеют профиль O–A–AR–R (O–A–AC–C). Мощность гумусированных горизонтов колеблется в пределах от 10 до 80 см. Гумусовый горизонт имеет темно-серую или черную окраску, высокое содержание гумуса (5–15%), хорошо выраженную зернистую или комковато-зернистую структуру, рыхлое сложение

при высокой межагрегатной порозности. На плотных породах почвы обычно сильнокаменистые при увеличении каменности к горизонту R.

Эти почвы вскипают с поверхности (карбонаты присутствуют по всему профилю), что обуславливает нейтральную или слабощелочную реакцию среды при полной насыщенности основаниями. Для гумусового горизонта характерна высокая емкость катионного обмена – до 60 мг·экв/100 г. В составе гумуса $C_{гк}:C_{фк} = 1,3-1,4$. Ни гранулометрический (в пределах мелкозема), ни валовой химический состав по профилю не дифференцированы при максимальной глинистости с поверхности. Часто почвы характеризуются бедностью доступными соединениями фосфора в связи с их высокой карбонатностью.

Типичные дерново-карбонатные почвы, сформированные в условиях Среднесибирского плоскогорья (Лено-Ангарское плато и Предбайкальская впадина), имеют гумусовый горизонт мощностью до 40–45 см, темно-серой или черной с красновато-коричневыми тонами окраски (Волковинцер, Евстигнеев, 1978). По гранулометрическому составу большинство почв среднесуглинистые и тяжелосуглинистые при общем содержании физической глины в верхних горизонтах от 35 до 45%, количество илстых частиц в ней составляет 1/2 или 1/3. Содержание гумуса обычно высокое (табл. 1) и резко снижается при переходе дернового горизонта в нижележащий.

Таблица 1. Свойства дерново-карбонатных типичных почв (по Волковинцеру, Евстигнееву, 1978)

Глубина, см	Гумус, %	Азот, %	Поглощенные катионы, мг·экв/100 г			CaCO ₃ , %	pH водн
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма		
Разрез 13–Л (бассейн р. Лены)							
0–13	8,23	0,43	30,40	9,24	39,64	4,18	7,6
15–25	6,16	0,37	26,80	16,00	42,80	5,00	8,0
30–40	3,80	0,23	18,70	14,90	33,60	14,21	8,1
65–75	0,60	Не опр.	7,10	9,30	16,40	17,14	8,3
100–110	0,37	–/–	6,30	8,70	15,00	15,43	8,3
170–180	0,78	–/–	12,60	9,20	21,80	8,77	8,3
Разрез 6–К (бассейн р. Киренги)							
0–30	9,06	3,14	34,40	8,60	43,00	11,70	7,9
30–45	8,08	0,27	32,20	7,40	39,60	Не опр.	7,9
45–55	0,92	0,05	10,50	6,90	17,40	19,45	8,3
65–75	0,60	0,13	8,80	7,00	15,80	21,14	8,9
90–100	0,21	0,04	6,00	4,80	10,80	22,62	8,3
125–135	0,17	0,01	4,00	4,00	8,00	26,82	8,1

Почвы характеризуются высоким содержанием поглощенных кальция и магния. Карбонаты обнаруживаются с поверхности. Наибольшее

количество их, как правило, наблюдается в средней и нижней частях профиля. Реакция среды слабощелочная, с глубиной щелочность возрастает.

Выщелоченные рендзины и парарендзины часто имеют большую мощность профиля (60–100 см до горизонта R или C) и характеризуются мощным переходным горизонтом AR или AC, окраска которого варьирует от серо-бурой до красно-бурой. Диагностическим признаком этого подтипа служит вскипание в нижней части горизонта A или под ним (в AR или AC).

В Прибалтике и Белоруссии в гумусовом горизонте выщелоченных рендзин и парарендзин содержится 3–5% гумуса, а в более восточных районах – 5–10%. Характерно быстрое падение содержания гумуса с глубиной – до 1,5–2,5% в переходном к породе горизонте. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты, связанные с кальцием; $C_{тк}:C_{фк}=1,3–1,4$. Реакция среды слабокислая в бескарбонатном гумусовом горизонте и нейтральная или слабощелочная в переходном, что обусловлено наличием карбонатов. Емкость катионного обмена в этих почвах часто ниже, чем в типичных рендзинах и парарендзинах, и составляет 18–23 мг-экв/100 г, насыщенность почвенно-поглощающего комплекса (ППК) основаниями близка к 100%.

Таблица 2. Свойства дерново-карбонатных выщелоченной и оподзоленной почв (по Волковинцеру, Евстигнееву, 1978)

Глубина, см	Гумус, %	Азот, %	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г			CaCO ₃ , %	pH водн
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма		
<i>Дерново-карбонатная выщелоченная, разрез 9–К (бассейн р. Киренги)</i>							
0–15	11,75	0,66	50,80	18,00	68,80	Нет	7,1
25–35	6,28	0,32	40,80	23,20	64,0	–/–	6,8
45–55	2,93	0,20	27,20	13,20	40,40	–/–	6,9
65–75	0,84	Не опр.	15,50	5,85	21,35	8,36	7,9
80–90	0,37	–/–	9,40	3,10	12,50	11,27	8,0
105–115	0,57	–/–	8,45	4,20	12,65	10,02	8,0
<i>Дерново-карбонатная оподзоленная, разрез 11–Л (бассейн р. Лены)</i>							
3–8	7,47	0,23	15,68	4,80	20,48	Нет	6,4
8–16	1,20	0,06	9,60	5,76	15,36	–/–	6,4
20–30	1,06	0,06	20,40	13,20	33,60	–/–	6,7
40–50	0,89	Не опр.	17,35	5,75	23,10	8,45	7,5
80–90	0,53	–/–	13,50	6,35	19,85	25,80	8,2
110–120	0,32	–/–	16,95	9,10	26,05	9,09	8,2

Дерново-карбонатные выщелоченные почвы довольно широко распространены на территории Среднесибирского плоскогорья. Согласно В.И. Волковинцеру и В.И. Евстигнееву (1978), они встречаются практи-

чески на всех элементах рельефа и под всеми типами растительности. Особенность этих почв заключается в наличии иллювиально-карбонатного горизонта во втором полуметре. Мощность гумусового горизонта колеблется от 20 до 30 см, реже до 40–45 см. Почвы характеризуются легкоглинистым и тяжелосуглинистым гранулометрическим составом с содержанием физической глины в верхнем горизонте в пределах 40–60%. Повсеместно отмечается облегчение гранулометрического состава с глубиной. Содержание гумуса в дерновом горизонте довольно высокое (табл. 2), емкость поглощения здесь может достигать 50 мг·экв/100 г почвы и более, в составе ППК преобладает кальций.

Углекислые соли появляются на различной глубине, содержание их колеблется от 2 до 30% в пересчете на углекислый кальций. Верхние некарбонатные горизонты характеризуются близкой к нейтральной реакцией среды, остальная часть профиля – слабощелочной и щелочной.

Оподзоленные рендзины и парарендзины наиболее широко представлены из всех трех подтипов на северо-западе европейской части России, в меньшей степени они распространены в Молдавии, на Кавказе, на юге Европы. Они формируются на сильно выщелоченных карбонатных почвах либо на породах, исходно бедных карбонатами.

Профиль оподзоленных почв слабо дифференцирован по элювиально-иллювиальному типу при общей мощности до горизонта R или C около 100–120 см. Диагностическим признаком этих почв является наличие несколько осветленного горизонта АЕ в нижней части гумусового горизонта, характеризующегося снижением содержания илстой фракции и емкости катионного обмена. Под осветленным горизонтом формируется слабо выраженный иллювиальный горизонт ВС с призматической структурой и натечными образованиями по граням структурных отдельностей.

Значительно ниже в этих почвах содержание гумуса по сравнению с двумя другими подтипами. Гумус становится фульватным – $C_{\text{тк}}:C_{\text{фк}} = 0,7-0,9$. В верхних горизонтах почва не насыщена основаниями при общем снижении емкости катионного обмена.

В условиях Среднесибирского плоскогорья этот подтип дерново-карбонатных почв распространен ограниченно. Согласно В.И. Волковинцеру и В.И. Евстигнееву (1978), они приурочены к плакорным местоположениям (вершины увалов, сопок, верхние части склонов) и формируются под лиственнично-сосновыми лесами с примесью осины и березы и со сравнительно редким травяным покровом из вейника, чины, герани и др. Оподзоливание морфологически в этих почвах выражается в исчезновении красных и коричневых оттенков в верхней части профиля и появлении белесых и палево-бурых тонов в нижней части

гумусового горизонта. В профиле отчетливо выделяется уплотненный глинистый горизонт мелкоореховатой структуры, чаще приуроченный к средней части почвенного профиля (20–60 см). Для этих почв характерно довольно низкое содержание поглощенных катионов (см. табл. 2), слабокислая или близкая к нейтральной реакция почвенного раствора в верхней оподзоленной части профиля и явно щелочная – в нижней, что обусловлено наличием карбонатов.

В пределах подтипов рендзин и парарендзин по характеру почвообразующих пород выделяют следующие *роды*: известковые, силикатно-известковые, недоразвитые.

Виды выделяют по степени гумусированности (в %) горизонта А:

- перегнойные (> 15);
- многогумусные (9–15);
- среднегумусные (6–9);
- малогумусные (< 6).

По мощности гумусового горизонта выделяют следующие виды: маломощные (менее 15 см) и среднемощные (более 15 см).

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), почвы, близкие к дерново-карбонатным почвам, выделяются в разных отделах ствола постлитогенных почв.

1. Отдел: Органо-аккумулятивные почвы.

Типы:

а) серогумусовые (дерновые) (подтипы: типичные, глинисто-иллювиальные, иллювиально-ожелезненные, метаморфизованные, темнопрофильные);

б) темnogумусовые (подтипы: типичные, глинисто-иллювиальные, метаморфизованные, остаточно-карбонатные);

2. Отдел: Литозёмы.

Типы:

а) карбо-литоземы перегнойные (подтип типичные);

б) карбо-литоземы темnogумусовые (рендзины) (подтипы: типичные, глинисто-иллювиальные).

3. Отдел: Слаборазвитые почвы.

Тип: карбо-петрозёмы гумусовые (подтип типичные).

Использование. Почвы используются в сельском и лесном хозяйстве. Для поддержания высокой и устойчивой биологической продуктивности на типичных рендзинах и парарендзинах рекомендуется внесение кислых фосфорных удобрений, эффективно внесение кислого торфа. Вследствие недостатка доступного железа (связывание его в сидерит – FeCO_3) на этих почвах растения нередко болеют хлорозом; картофель на сильнокарбонатных почвах болеет паршой.

На старопахотных землях рендзины и парарендзины часто обнаруживают неблагоприятные физические свойства: повышенную вязкость и липкость во влажном состоянии и глыбистость в сухом вследствие деградации структуры; узкий диапазон активной влажности, что приводит к сжатию сроков обработки почв.

При формировании почв на доломитах в почвах может содержаться избыток магния, что вызывает ухудшение их физических и физико-химических свойств; в этом случае эффективным оказывается гипсование.

В целом типичные рендзины и парарендзины обладают высоким потенциальным плодородием при достаточной мощности профиля. На них экономически эффективны луговые пастбищные и сенокосные угодья, они успешно могут использоваться в полеводстве.

1.2. Ранкеры

Ранкеры – это автоморфные хорошо дренированные темноокрашенные почвы с профилем А–AR–R на плотных силикатных (бескарбонатных) породах. В отечественном почвоведении эти почвы называют «дерновыми литогенными», «дерновыми неоподзоленными», «дерновыми лесными». В настоящее время термин «ранкер» признан как международный для таких почв.

Таблица 3. Химические и физико-химические свойства дерновых литогенных почв Минусинской впадины

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	Валовые, %		рН водн	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		
		N	P		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма
Разрез 1							
A _d 0–2	15,88	0,90	0,23	5,8	40,49	12,09	52,58
A 4–12	9,46	0,61	0,20	6,0	22,68	17,64	40,32
B 12–20	3,00	0,19	0,18	6,1	19,76	16,64	36,40
Разрез 2							
A _d 0–2	12,87	0,81	0,25	5,8	19,74	15,39	34,53
A 2–8	6,55	0,46	0,22	6,1	16,27	11,13	27,40
B 8–16	4,57	0,33	0,19	6,3	10,00	19,54	29,54
Разрез 3							
A _d 0–3	18,27	0,98	0,25	6,1	44,50	21,39	65,89
A 3–12	8,21	0,60	0,22	6,4	22,67	21,39	44,06
A 12–22	4,29	0,41	0,19	6,8	19,76	12,27	32,03
AB 24–34	3,14	0,19	0,19	7,1	15,81	16,49	32,30
B 38–46	1,50	0,15	0,18	7,3	11,95	15,24	27,19

Генезис и свойства. Как и все дерновые почвы, ранкеры формируются под влиянием дернового процесса. Это почти нацело горные почвы.

Ниже приводится характеристика дерновых литогенных почв, развитых в Минусинской впадине под листовенно-хвойными лесами с кустарничково-травяным наземным покровом на глинистых сланцах, обогащенных силикатными формами кальция и магния (табл. 3).

В целом ранкеры характеризуются такими общими свойствами, как:

- 1) малая мощность и высокая каменистость профиля;
- 2) высокая гумусность (5–20% в горизонте А) при гуматно-фульватном типе гумуса и существенной роли неспецифических веществ, особенно липидов и нерастворимого остатка в составе гумуса;
- 3) высокая емкость катионного обмена (20–30 мг-экв/100 г и более) при насыщенности почв основаниями;
- 4) кислая реакция гумусированной части профиля;
- 5) высокая глинистость при отсутствии дифференциации глины по профилю;
- 6) сравнительно высокое содержание свободного железа в гумусовом горизонте вплоть до морфологического проявления ожелезненности (конкреции, сгустки, пленки);
- 7) хорошая оструктуренность и рыхлость гумусового горизонта (зернистая или комковато-зернистая структура) при заметном формировании дернины;
- 8) высокая водопроницаемость.

Классификация. По особенностям термического режима и общей экологии ранкеры делятся на:

- альпийские (альпийские горно-луговые почвы);
- субальпийские (субальпийские горно-луговые почвы);
- лесные (дерновые лесные почвы).

Иногда выделяют сухоторфянистые ксероранкеры особо сухих местообитаний.

Использование. Ранкеры высокогорных лугов (альпийские и субальпийские) – это почвы пастбищ. Для рационального использования в условиях пастбищного хозяйства необходимы мероприятия по повышению и устойчивому поддержанию их продуктивности, а также почвоохранные мероприятия. Главная экологическая угроза здесь – это перегрузка пастбищ, сопровождающаяся деградацией растительного и почвенного покровов.

В лесных горных поясах ранкеры составляют лесной фонд. Для земледелия, даже специфического горного, они малопригодны, так как сильно подвержены эрозионным процессам при сплошной вырубке лесов вследствие своей маломощности и рыхлости. Лесное хозяйство на них должно строиться с учетом экологически ориентированных почвозащитных мероприятий.

2. ГИДРОМОРФНЫЕ ПОЧВЫ

2.1. Гидроморфизм почв

К *гидроморфным (гидрогенным)* почвам относится большая группа почв, формирующихся в условиях избыточного по сравнению с нормальным для плакорных пространств данной природной зоны увлажнения.

Причинами гидроморфизма могут быть следующие:

1) близкое к поверхности стояние или периодическое поднятие грунтовых вод (грунтово-водный гидроморфизм);

2) поверхностный застой атмосферных осадков в отсутствие их оттока в подстилающую толщу или по склону (поверхностный, или атмосферный, гидроморфизм);

3) сочетание грунтово-водного и поверхностного гидроморфизма;

4) периодическое формирование верховодки в пределах почвенной толщи на водоупорных горизонтах (внутрипочвенный гидроморфизм);

5) периодическое затопление паводковыми водами в речных поймах при сочетании, как правило, с влиянием близких грунтовых вод (пойменный, или аллювиальный, гидроморфизм, амфибиальный гидроморфизм);

6) постоянное водонасыщение при затоплении территории в плавнях, маршах, манграх, в дельтах рек и по бережьям морей и озер (маршевый гидроморфизм);

7) периодическое длительное затопление поверхности почвы при культуре риса (рисокультурный гидроморфизм).

Во всех случаях гидроморфные почвы формируются в транзитных или наиболее часто аккумулятивных ландшафтно-геохимических условиях. Соответственно эти почвы служат, как правило, геохимическим барьером на пути миграции тех или иных соединений. В *гумидных районах* в них аккумулируются:

- органическое вещество;
- соединения кремния, железа, марганца, фосфора.

В *аридных условиях* в них накапливаются:

- известь;
- гипс;
- водорастворимые соли.

Во всех случаях они служат ловушкой для тех или иных микроэлементов, в том числе радиоактивных изотопов. Избыточное поступление воды при гидроморфизме – это всегда дополнительное поступление в почву тех или иных химических веществ, сопровождаемое их аккумуляцией.

В разных условиях аккумулятивный процесс выражен в разной степени и в отношении разных веществ, но он всегда имеет место. Даже в олиготрофных условиях в случае атмосферного гидроморфизма, когда источником дополнительных веществ служат лишь атмосферные осадки и запыление, почвы аккумулируют органическое вещество, а также соединения серы, иногда хлора.

Многие почвы в истории своего развития прошли стадию гидроморфизма, что характерно для всех гляциальных, флювиогляциальных и аллювиальных равнин мира. Отсюда широкое развитие палеогидроморфных почв, находящихся в настоящее время на неоавтоморфной стадии почвообразования и несущих в своем профиле черты древних гидроаккумулятивных процессов.

Окислительно-восстановительный режим гидроморфных почв специфичен, что связано с их периодическим или постоянным переувлажнением и соответствующим анаэробнозисом, приводящим к развитию химических или биохимических (микробиологических) восстановительных процессов и падению окислительно-восстановительного потенциала (Eh) почвы до низких (100–200 мВ) или даже отрицательных значений. Лишь в редких случаях переувлажнения сильноокисленными высококислородными водами в условиях хорошего дренажа в гидроморфных почвах может сохраняться окислительная обстановка с высокими (500–600 мВ) значениями Eh.

В гидроморфных почвах или горизонтах наблюдается чередование микрозон с высокими и низкими значениями Eh. Например, в прикорневых микрозонах пахотных горизонтов рисовых почв характерны высокие значения Eh, в то время как основная масса почвы имеет отрицательные значения, что создает постоянную разность потенциалов между корнями риса и почвой, обеспечивающую нормальные условия питания и дыхания растений.

Характерным для гидроморфных почв является специфический элементарный почвенный процесс – *оглеение*. Термин «оглеение» (глеобразование, формирование глея, глеевый процесс) происходит от русского народного понятия «глей», введенного в научный словарь Г.Н. Выsockим в 1905 г. и ставшего международным.

Оглеение почвы является результатом длительного сезонного или постоянного переувлажнения почвенной массы и развития восстанови-

тельных процессов в условиях анаэробнозиса и низких значений окислительно-восстановительного потенциала. В значительной степени этот процесс биохимический, так как связан с жизнедеятельностью анаэробной микрофлоры почв. Большую роль в нем играют микроорганизмы, получающие энергию за счет окислительно-восстановительной трансформации органического вещества и соединений железа, марганца, серы.

В *глеевом горизонте* почв характерно присутствие элементов с переменной окислительно-восстановительной способностью в состоянии наименьшего окисления, в восстановленных формах – FeO, MnO, H₂S, CH₄, N_xO, PH_x. Характерно и наличие специфических глинистых минералов, содержащих элементы с низшей окислительной способностью: вивианит (гидрофосфат железа II), глауконит, сульфиды тяжелых металлов. Обычно глеевые горизонты содержат многие токсичные для растений вещества, включая токсичные газы – метан, сероводород, малоокисленные оксиды азота и углерода. Доступный растениям азот содержится в аммонийной форме, нитратов практически нет.

Оглеение обычно не бывает сплошным: в оглеенных горизонтах отмечается чередование зон окисления и восстановления. С этим связана пятнистость окраски оглеенных горизонтов, выраженная в чередовании сизых (голубоватых, зеленоватых) и охристых, ржавых пятен.

В случае сезонных смен восстановительной и окислительной обстановки наблюдается высокая *конкреционность почв* – отбеливание основной массы почвы и сегрегация соединений железа и марганца в конкрециях.

В случае некоторого оттока воды или постоянного проточного переувлажнения может иметь место вынос водорастворимых соединений (в том числе железа), ведущий к формированию *глее-элювиальных* или *псевдоглеевых* горизонтов в почвах.

Обычно в почвах присутствуют в разной степени оглеенные горизонты. В *глееватой почве* оглеение выражено отдельными пятнами, в *глеевой* – имеется сплошной глеевый горизонт. Почва может быть поверхностно- и глубинно-глееватой, поверхностно- и глубинно-глеевой.

Систематика гидроморфных почв

Гидроморфные почвы не образуют классификационно единой группы почв, поскольку гидроморфизм может сочетаться с разными типами почвообразования в разных природных зонах.

Для гидроаккумулятивной (субаквальной, подводной) стадии почвообразования характерны мангровые и маршевые почвы. На гидроморфной стадии выделяются аллювиальные (пойменные) и болотные почвы. На мезогидроморфной стадии почвообразования выделяются разнообраз-

ные полуболотные, заболоченные и луговые почвы, в которых гидроморфизмом затронута лишь нижняя часть профиля.

Часто с гидроморфизмом связано формирование солончаков, солонцов, солодей, псевдоглебов и других почв, однако систематически они рассматриваются самостоятельно, так как ведущими процессами для них являются иные.

Таким образом, в качестве собственно гидроморфных почв рассматриваются мангровые, маршевые, аллювиальные и болотные почвы. Характеристика последних двух групп, имеющих широкое распространение в России и особенно на равнинах Западной Сибири (Караваева, 1982), представлена в настоящем учебном пособии.

2.2. Болотные почвы

Распространение. Болотные почвы широко распространены на земном шаре в различных природных зонах, но главные площади их сосредоточены в тундре, в зонах бореальных и тропических лесов на великих водно-аккумулятивных низменностях (Западно-Сибирская, Амазонская). Высокой степенью заболоченности (30%) отличается территория Томской области, где болотные почвы занимают водоразделы, периферические части террас и притеррасные понижения в поймах.

2.2.1. Условия формирования и генезис болотных почв

Болота образуются всегда в условиях застойного избыточного увлажнения, грунтового или поверхностного, их формирование тесно связано с характером геоморфологии и общей дренированности территории.

Современное болотообразование охватывает всю эпоху голоцена и продолжается в настоящее время в результате заболачивания водоемов и суши.

Заболачивание водоемов происходит в результате их зарастания или нарастания (развития сплавины) с образованием торфа разного состава соответственно стадии заболачивания. Зарастание свойственно озерным и старичным мелководьям. Нарастание сплавины имеет место на озерах с относительно обрывистыми берегами. При зарастании образуются низинные эутрофные и мезотрофные болота, при нарастании – сплавины, как правило, верховые олиготрофные.

Механизм *заболачивания суши* на примере почв таежной зоны Западной Сибири рассмотрен Н.А. Караваевой (1982). Заболачивание суши происходит несколькими путями, но всегда при застойном гидро-

морфном водном режиме, который может создаваться атмосферными намывными склоновыми, намывными русловыми, грунтовыми, грунтово-напорными водами.

Заболачивание водами атмосферных осадков имеет поверхностный характер и связано с превышением осадков над испарением, т.е. свойственно холодным гумидным районам субарктического и бореального поясов.

Непосредственной причиной заболачивания служит застой воды на поверхности в результате:

- развития мерзлоты;
- слабой водопроницаемости почв и пород;
- наличия влагоемкого органического покрова на поверхности (мощной подстилки или мохово-лишайникового ковра).

При этом образуются верховые олиготрофные, реже мезотрофные болота.

Заболачивание намывными склоновыми и русловыми водами приводит к возникновению низинных или переходных болот на подножьях склонов и в речных долинах.

При *грунтовом заболачивании* формируются низинные болота. Заболачивание может иметь место при мягких, жестких и соленых грунтовых водах. В первом случае в болотных почвах наблюдаются отложения болотной руды – больших скоплений лимонита, во втором – отложения болотного мергеля, а в третьем – водорастворимых солей.

Заболачивание может быть следствием изменения гидрологического режима деятельностью человека. Например:

- заболачивание вырубок во влажно-лесном поясе при снятии транспирационной функции леса;
- подтопление обширных пространств вокруг водохранилищ и открытых земляных каналов в результате инфильтрации и подъема уровня грунтовых вод;
- заболачивание орошаемых полей в результате избыточных поливов при отсутствии искусственного дренажа.

По характеру водного питания и обеспеченности элементами минерального питания болота делятся на верховые (олиготрофные), переходные (мезотрофные) и низинные (эутрофные).

Верховые болота возникают на водораздельных пространствах в результате атмосферного переувлажнения или нарастания сплавнины на озерах. Их характеризует бедность элементами минерального питания растений, кислая реакция среды, преимущественное развитие сфагновых мхов.

Низинные болота формируются при грунтовом увлажнении или зарастании озер. Они богаты элементами минерального питания растений, имеют нейтральную реакцию среды, отличаются аккумуляцией соединений железа, извести, солей. Это типичные представители аккумулятивных ландшафтов, являющихся геохимическими барьерами для многих веществ.

Переходные болота образуются путем смешанного заболачивания и имеют переходные характеристики.

Для болотообразования и формирования болотных почв характерны два сопряженных процесса:

1. Торфообразование (в верхней части профиля).
2. Оглеение (в нижней части профиля).

Торфообразование – это накопление на поверхности почвы полуразложившихся растительных остатков в результате замедленной их гумификации и минерализации в условиях избыточного увлажнения. В анаэробных условиях интенсивность окислительных процессов сильно ослабляется и органические вещества до конца не минерализуются. Разложение их при анаэробии приводит к образованию промежуточных продуктов в виде низкомолекулярных органических кислот, которые подавляют жизнедеятельность микроорганизмов, играющих основную роль в процессах превращения органических веществ в почве. В результате образуется торф.

Торф – это продукт специфической трансформации мертвого органического вещества в условиях анаэробии, когда происходит накопление промежуточных продуктов распада органических соединений и их консервация.

По составу торф может быть древесным, древесно-осоковым, древесно-моховым, осоковым, зеленомоховым, сфагновым. Соответственно меняется его биохимический состав, связанный с составом растений-торфообразователей.

Оглеение – это сложный биохимический восстановительный процесс, протекающий в анаэробных условиях при наличии органического вещества и участии анаэробных микроорганизмов. При глееобразовании происходит разрушение первичных и вторичных минералов, существенным превращениям подвергаются соединения элементов с переменной валентностью (железо, марганец, сера, азот). Наиболее характерная особенность глеевого процесса – восстановление окисного железа в закисное, что обуславливает сизую, зеленоватую, голубую окраску.

Морфологическое строение профиля болотных почв. Профиль болотных почв имеет простое строение T(A)–G. Иногда в болотных почвах выделяют очес (Oч) или лесную подстилку (A₀). Торфяной горизонт

часто подразделяют на подгоризонты (T_1 , T_2 , T_3 и т.д.) в зависимости от ботанического состава растений, составляющих торф, и от степени его разложения. Торфяной горизонт может быть слаборазложившимся (торфяным), среднеразложившимся (перегнойно-торфяным) или сильноразложившимся (перегнойным). Ниже торфяного горизонта лежит глеевый горизонт, а под ним залегает материнская порода.

2.2.2. Свойства торфа

Зольность торфа и реакция среды в разных болотах неодинакова:

- для верховых болот зольность составляет 0,5–3,5% при pH 2,8–3,6;
- для переходных – 4–7% при pH 3,6–4,8;
- для низинных – 5–18% при pH 5–7.

При наличии минеральных примесей зольность торфа может возрастать до 20–30% и даже 50%. В верховых болотных почвах состав и содержание зольных элементов определяются зольностью исходных растительных остатков, а в низинных – в большей мере зависит от гидрогенной аккумуляции веществ и степени заилиния торфа. Наиболее важными элементами золы являются фосфор, калий и кальций. Фосфор в торфе содержится в основном в органической форме и в небольших количествах (0,1–0,4%), за исключением почв, где фосфор может накапливаться в составе вивианита. Все торфа бедны калием. Содержание кальция в торфе верховых болот невелико, а в торфе низинных почв составляет в среднем 2–4%, достигая в карбонатных почвах 30% и выше. В торфе оруденелых почв содержится значительное количество Fe_2O_3 (5–20% и более), а в засоленных торфах содержится до 2% водорастворимых солей.

При торфообразовании наблюдается обеднение торфа зольными элементами по сравнению с их содержанием в растениях-торфообразователях верховых болот. В низинных же и переходных болотах имеет место обратная картина за счет дополнительного поступления элементов в торф с грунтовыми водами.

Важным свойством торфа, особенно с точки зрения его как природного ресурса, является степень разложения. Она определяется морфологически или количественно на основании измерения соотношения между разложившимся материалом и сохранившим строение растительными остатками, т.е. по относительному содержанию продуктов распада тканей, утративших клеточное строение. Торф верховых болот имеет слабую или среднюю степень разложения, а низинных – чаще всего высокую.

Органическое вещество торфа составляет основную его часть. В верховых болотных почвах оно представлено преимущественно целлюлозой, гемицеллюлозой, лигнином и воскосмолами. Торф этих почв слабо

гумифицирован, гумусовые вещества составляют 10–15% от общего углерода, в их составе преобладают фульвокислоты. Торф низинных болот хорошо гумифицирован, в нем содержится до 40–50% гумусовых веществ, преобладающая часть которых представлена гуминовыми кислотами.

Торф болотных почв богат азотом (от 0,5–2% в верховых почвах до 3–4% в низинных).

Торфа всех видов характеризуются высокой емкостью поглощения: от 80–90 до 130–200 мг·экв/100 г. Они различаются по насыщенности основаниями. Степень насыщенности торфа верховых болот 10–30%, а низинных – 70–100%.

Торфяные горизонты болотных почв имеют специфические физические свойства:

- низкие показатели плотности;
- высокую влагоемкость (в низинном торфе она составляет 400–900%, в верховом – 1000–1200%), в результате чего торф всегда насыщен водой, что ведет к дефициту кислорода, заторможенности биохимических процессов и биологического круговорота веществ в целом;
- слабую водопроницаемость;
- слабую теплопроводность, которая определяет неглубокое промерзание болотных почв в холодный период и очень медленное их оттаивание.

2.2.3. Классификация и диагностика болотных почв

Среди болотных почв выделяются три типа:

1. Торфяные верховые почвы.
2. Торфяные низинные почвы.
3. Болотные минеральные почвы.

Торфяные верховые почвы распространены преимущественно в северной и средней тайге таежно-лесной зоны. Образуются они на водоразделах в условиях увлажнения пресными атмосферными застойными водами. Растительный покров представлен сфагновым мхом, полукустарниками (морозка, багульник, кассандра, голубика) и древесными породами (ель, сосна, береза), обычно сильно угнетенными.

Эти почвы отличаются низкозольным сильнокислым торфом преимущественно слабой степени разложенности. Ниже приводится характеристика верхового маломощного торфяника, сформированного в условиях Томского Приобья на бывшей подзолистой почве легкого гранулометрического состава (табл. 4). Он имеет высокую обменную и гидролитическую кислотность, высокие значения концентрации водорода в солевой вытяжке, полное отсутствие поглощенных кальция и магния в

торфяном горизонте и весьма незначительное их содержание в минеральных горизонтах профиля. Почвенный поглощающий комплекс насыщен водородом и алюминием. Несколько не соответствует определению верховой почвы повышенная зольность торфа, что объясняется привнесом минеральных частиц ветром с песчаных кос поймы, расположенных рядом с исследованной террасой р. Тым (Герасько, Пашнева, 1980).

В типе болотных верховых почв различают два подтипа:

1. Болотные торфяно-глеевые.
2. Болотные верховые торфяные.

Болотные торфяно-глеевые почвы с мощностью торфяных горизонтов менее 50 см формируются в пониженных частях водоразделов или по окраинам верховых болот. В их профиле различают сфагновый очес, торфяной горизонт и глеевый горизонт.

Болотные верховые торфяные почвы имеют мощность торфяных горизонтов более 50 см и занимают центральные части верховых торфяных болот на водораздельных равнинах и песчаных террасах.

Профиль их слабо дифференцирован и представлен органогенными горизонтами, подстилаемыми торфоорганогенной породой.

В типе верховых болотных почв выделяют следующие роды:

1. Обычные (органогенный горизонт или весь профиль почвы состоит из сфагнового торфа).
2. Переходные остаточно-низинные засфагненные (образуются из болотной низинной почвы при потере верхними горизонтами связи с минерализованными грунтовыми водами).
3. Гумусово-железистые (характерны для торфяно-глеевых почв, развивающихся на песках).

На виды верховые болотные почвы делят по двум критериям: по мощности органогенного горизонта и по степени разложения. По мощности органогенного горизонта в торфяной залежи выделяются следующие виды:

- 1) торфянисто-глеевые маломощные (мощность торфа от 20 до 30 см);
- 2) торфяно-глеевые (мощность торфа 30–50 см);
- 3) торфяные на мелких торфах (мощность торфяной залежи 50–100 см);
- 4) торфяные на средних торфах (мощность торфяной залежи 100–200 см);
- 5) торфяные на глубоких торфах (мощность торфяной залежи более 200 см).

По степени разложения торфа (в верхних 30–50 см) выделяют два вида:

- 1) торфяные – степень разложения менее 25%;
- 2) перегнойно-торфяные – степень разложения 25–45%.

Торфяные низинные почвы формируются в глубоких депрессиях рельефа на водоразделах, на древнепойменных террасах и в понижениях речных долин. Образование этих почв происходит под растительностью, представленной осокой, тростником, гипновыми мхами, ольхой, ивой и др. в условиях избыточного увлажнения жесткими грунтовыми водами.

В отличие от верховых болотных почв, низинные торфяные характеризуются более высокими значениями рН солевой вытяжки, меньшим содержанием поглощенных водорода и алюминия, более низкой гидролитической кислотностью. Соответственно повышается и степень насыщенности основаниями (см. табл. 4).

В типе болотных низинных почв различают четыре подтипа:

1. Низинные обедненные торфяно-глеевые.
2. Низинные обедненные торфяные.
3. Низинные (типичные) торфяно-глеевые.
4. Низинные (типичные) торфяные.

Первые два подтипа формируются под действием слабоминерализованных грунтовых вод преимущественно в северной и средней тайге, остальные – под воздействием жестких грунтовых вод (преимущественно в южной тайге и лесостепи).

Деление на роды определяется повышенным содержанием в золе торфяных почв карбонатов, водорастворимых солей, соединений железа и т.д.

Принцип деления болотных низинных почв на виды в основном аналогичен делению почв верхового болотного типа.

Болотные минеральные почвы представлены тремя подтипами:

1. Перегнойно-глеевыми (с содержанием органического вещества 15–30%).
2. Дерново-глеевыми (с содержанием органического вещества до 15%).
3. Иловато-глеевые почвы (оглеенные с поверхности).

Ниже приводится характеристика основных свойств болотных минеральных почв (табл. 5) на примере дерново-глеевых, сформированных в Томском Приобье Западной Сибири. Широкому распространению этих почв на данной территории благоприятствуют почти повсеместная карбонатность почвообразующих пород, высокое залегание карбонатов, слабая дренированность, обеспечивающая продолжительное стояние верховодки, повышенная минерализация почвенно-грунтовых вод (Герасько, Пашнева, 1980). Почвы формируются под коренными или про-

Таблица 4. Основные физико-химические и химические свойства болотных почв Томского Приобья

Горизонт, глубина, см	Потеря при прокал., %	Гумус, %	рН солев	Поглощенные катионы (по Соколову), мг-экв/100 г		Сумма поглощ. основ.	Гидрол. кислот- ность	Степень насыщ. основ., %
				H ⁺	Al ³⁺			
				по Каппену, мг-экв/100 г				
Разрез 80 – торфяник маломощный на подзоле песчаном оруделеном (болотная верховая торфяная на мелких торфах)								
A ₀ 0–11	77,0	Не опр.	2,7	11,59	4,71	Нег	56,0	0
A _{0r} 16–26	80,3	–/–	2,6	12,30	7,68	–/–	132,6	0
T ₁ 35–45	88,5	–/–	2,6	11,23	11,59	–/–	160,3	0
T ₂ 54–60	89,1	–/–	2,7	7,60	13,43	–/–	118,1	0
T ₃ 60–70	93,8	–/–	2,7	8,34	17,03	–/–	123,4	0
T ₄ 75–85	87,0	–/–	2,8	5,80	22,46	–/–	131,3	0
A ₂ 91–96	0,5	0,33	3,8	0,11	0,65	3,3	17,5	16
A _{2B} 97–107	1,8	1,39	3,5	0,14	4,17	3,1	9,1	25
B ₁ 109–119	4,4	3,19	3,6	0,18	6,22	3,6	16,6	18
B ₂ 138–148	–/–	Не опр.	4,2	0,11	2,83	2,5	6,2	27
B ₂ 161–171	–/–	–/–	4,3	0,18	2,83	Не опр.	6,0	–
BC 172–182	–/–	–/–	4,4	0,11	1,30	3,1	3,3	48
Разрез 75 – торфяник низинный маломощный (болотная низинная торфяная на мелких торфах)								
A ₀ 2–15	85,4	Не опр.	4,8	1,80	3,60	83,6	63,5	57
T ₁ 24–34	86,5	–/–	4,5	1,60	2,80	76,8	60,4	56
T ₂ 43–48	88,2	–/–	4,6	1,70	3,20	78,5	65,2	55
T ₂ 55–65	88,2	–/–	4,6	1,50	4,00	54,9	58,5	49
T ₃ 74–77	50,6	6,02	4,5	0,80	3,40	54,4	55,4	48
A ₁ A ₂ 77–87	5,8	2,30	4,5	0,30	2,80	Не опр.	Не опр.	Не опр.
BC _g 87–95	4,8	1,20	4,6	0,20	1,40	–/–	–/–	–/–
C _g 100–110	4,4	0,83	4,6	0,10	0,90	–/–	–/–	–/–
C _g 150–160	3,5	0,48	4,6	0,00	0,80	–/–	–/–	–/–

Таблица 5. Основные физико-химические и химические свойства дерново-глеевых почв Томского Приобья

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	рН водн	Гидрол. кислот-ть, мг-экв/100 г	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г.					Степень насыщ. основ., %
				Al ³⁺	H ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	
Дерново-глеевая насыщенная (разрез 2)									
A ₀ 0–10	Не опр.	6,9	11,8	0,36	0,67	195,4	33,9	Не опр.	95
A ₀ A ₁ 12–22	–/–	7,1	7,2	0,50	0,32	200,1	41,8	2,6	97
A ₀ A ₁ 25–35	–/–	7,2	4,9	0,35	0,27	167,8	21,2	2,6	97
A _{1g} 45–55	8,49	7,6	0,5	–	0,04	40,8	9,3	1,3	99
AB _g 59–67	4,87	7,4	0,5	0,01	0,02	33,2	11,0	1,1	99
BC _g 72–82	0,46	7,4	0,4	–	–	19,3	8,5	0,8	99
Cк _g 87–97	Не опр.	7,6	–	–	–	20,4	8,0	0,8	100
Дерново-глееватая (разрез 5)									
A ₀ 0–3	Не опр.	6,1	28,6	1,50	2,22	100,1	39,6	Не опр.	83
A ₀ A ₁ 4–14	–/–	6,0	26,1	0,28	0,56	142,9	60,6	1,7	88
A ₁ 19–29	29,30	5,8	7,9	0,21	0,13	63,4	59,5	1,1	94
A ₁ 39–49	5,10	6,4	2,3	0,02	0,04	28,3	16,1	0,7	95
AB _g 63–73	2,27	6,5	1,0	–	0,07	23,4	14,0	–	96
BC _{кг} 85–95	0,68	7,1	0,6	–	0,06	21,3	9,9	–	98

изводными заболоченными типами лесов с разнотравным, осочково-разнотравным, хвощово-зеленомошным наземным покровом.

Наиболее характерными признаками этих почв являются дифференциация профиля по черноземному типу, наличие хорошо гумусированного горизонта A_1 , присутствие признаков ожелезнения и оглеения в горизонте A_1 и особенно в нижележащих горизонтах. Почвы обычно имеют тяжелый гранулометрический состав, слабокислую или нейтральную реакцию среды в верхних горизонтах и слабощелочную – в нижних. Почвенный поглощающий комплекс насыщен кальцием и магнием, присутствует и поглощенный натрий в количестве от 1 до 3% от общей емкости поглощения. Степень насыщенности основаниями близка к 100%, лишь в органогенных горизонтах она несколько ниже.

В международной классификации болотные минеральные почвы получили название глейсолей, в отечественном почвоведении их иногда называют глеезёмами. Это почвы низинных или переходных болот, в которых аккумуляция органического вещества не дошла до стадии торфообразования.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), болотные почвы выделяются в створе постлитогенных, в отделе глеевых почв на уровне типа торфяно-глеезёмы (подтипы: типичные, перегнойно-торфяные, потечно-гумусовые), а также образуют два отдела в створе органогенных почв:

1. Отдел: Торфяные почвы.

Типы:

- а) торфяные олиготрофные (подтипы: типичные, остаточно-эуτροφные, деструктивные, пирогенные, слоисто-пепловые);
- б) торфяные эуτροφные (подтипы: типичные, перегнойно-торфяные, иловато-торфяные, пирогенные, слоисто-пепловые);
- в) сухоторфяные (подтип типичные).

2. Отдел: Торфозёмы.

Типы:

- а) торфоземы (подтипы: типичные, минерально-торфяные, торфяно-окисленно-глеевые, слоисто-пепловые);
- б) торфоземы агроминеральные (подтипы: типичные, торфяно-окисленно-глеевые, слоисто-пепловые).

Использование. Торф верховых болотных почв используется в качестве топлива, как удобрение он не применяется, поскольку не только является низкочольным и сильнокислым со слабой степенью разложения, но и содержит много восстановленных токсичных для растений соединений. Однако после использования в качестве подстилки скоту или после существенной минерализации и компостирования может идти

на удобрение. Верховые болотные почвы рекомендуется использовать в качестве плантаций лекарственных растений, естественных ягодников, охотничьих угодий.

Торфяные низинные почвы пригодны для использования в луговодстве и земледелии при условии осуществления необходимых мелиоративных мероприятий, прежде всего осушения. Их торф характеризуется высокой зольностью, большим запасом элементов минерального питания, которые освобождаются в доступной форме при минерализации.

3. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ (ПОЙМЕННЫЕ) ПОЧВЫ

3.1. Условия формирования и генезис аллювиальных почв

Большая группа аллювиальных почв формируется на пойменных террасах речных долин. Пойму имеют практически все реки. Как правило, чем крупнее река, тем шире у нее пойма. Поймы рек занимают около 3% площади суши земного шара. Пойменная терраса – самая низкая и молодая в системе террас речной долины, ежегодно заливаемая водой в паводковый период, который у разных рек в зависимости от их питания может быть связан со снеготаянием в бассейне реки, с таянием ледников в истоке, с муссонными ливневыми дождями и обычно в то или иное время есть у всех рек.

В речной пойме имеют место два специфических процесса – поемный и аллювиальный.

Поемный процесс – это периодическое затопление почв пойменной террасы паводковыми водами.

Аллювиальный процесс – это накопление речного аллювия вследствие оседания на поверхности пойменных почв твердых частиц из паводковых вод.

В результате аллювиального процесса на поверхности поймы идет ежегодное отложение аллювия, немедленно вовлекаемого в почвообразование, поэтому аллювиальные почвы постоянно растут вверх, получая систематически новые порции почвообразующей породы.

Строение речной долины. Во всякой развитой пойме можно различить три части:

- прирусловую приподнятую часть, или прирусловой вал;
- центральную наиболее выровненную часть поймы;
- притеррасное понижение.

Ширина прирусловой поймы обычно небольшая: у малых рек она составляет 20–50 м, у крупных может достигать несколько километров. Центральная пойма имеет, как правило, наибольшую ширину, достигая иногда нескольких десятков километров. Поскольку русло реки постоянно меандрирует, то части поймы могут во времени и в пространстве меняться местами, что приводит к большой неоднородности и слоистости аллювиальных отложений, чередованию по вертикали песков, суглинков и глин.

При разливе реки в половодье наибольшая скорость потока создается в приустьевой части поймы. Соответственно в приустьевье откладывается наиболее грубый галечниково-песчаный аллювий. В центральной части поймы аллювий более тонкий, пылевато-суглинистый. В притеррасном же понижении, обычно занятом болотом с высокостебельной растительностью, скорость потока минимальная, и здесь откладывается наиболее тонкий глинистый органоминеральный аллювий.

На гранулометрический и химический состав отлагаемого аллювия, а также на его количество влияют состав почв и пород водосборной территории, климатические особенности, облесенность и распаханность бассейна. Так, при сложении водосборного бассейна песчаными почвами и породами в пойме откладываются преимущественно песчаные наносы; при господстве суглинистых почв, развитых на карбонатных породах, преобладают суглинистые и глинистые отложения, обогащенные карбонатами. На необлесенной территории происходит быстрое таяние снега, бурный паводок, что способствует отложению в пойме аллювия с большим количеством песка и крупнопылеватых частиц. Если бассейны сильно облесены, то паводок более спокоен и растянут во времени, и в этом случае в пойме откладывается аллювий, в котором преобладают пылеватые и илистые частицы. Гранулометрический состав неодинаков и на разных элементах рельефа поймы: повышенные элементы (гривы) сложены более легкими осадками, а понижения (лога) – более тяжелыми.

Рельеф поймы неоднороден. Приустьевая пойма имеет обычно волнистый рельеф с резко выраженными песчаными валами и высокими гривами. По мере перехода к центральной пойме рельеф становится более спокойным.

В центральной пойме на общем фоне равнинного рельефа хорошо различаются приподнятые участки – «гривы» и понижения – «лога». Характерная черта ландшафта центральной поймы – старицы рек, вытянутые вдоль русла озера, заросшие по берегам кустами ивы.

Притеррасная пойма представляет собой несколько пониженную по отношению к центральной пойме территорию, большей частью заболоченную.

Непеременным фактором аллювиального почвообразования являются *грунтовые воды*. В период межени грунтовые воды, дренируемые рекой и выклинивающиеся в пойму с коренного берега, в приустьевье опускаются относительно глубоко и не влияют на почвообразование. В центральной пойме они находятся неглубоко и захватывают своим влиянием нижнюю часть профиля, обуславливая развитие типичного гидроморфно-аккумулятивного почвообразования. В притеррасье происходит

выклинивание идущего с водораздела грунтового потока и вода стоит на поверхности, вызывая заболачивание.

Пойма является геохимическим барьером для многих веществ, приносимых грунтовыми водами с водораздельных пространств:

– из гумусовых вод здесь выпадают органические вещества и кремнезем;

– из железистых вод – оксиды железа и марганца;

– из гидрокарбонатных вод – известь и гипс;

– из соленых вод – гипс, сульфат и хлорид натрия.

В верхнем течении реки аллювий наиболее грубый, песчаный. Грунтовые воды здесь свободно дренируются руслом реки. В среднем течении река в межень дренирует грунтовые воды, а в половодье подпирает их. В нижнем течении грунтовые воды часто не имеют оттока и не дренируются рекой, а подпираются ею. Поэтому постепенно вниз по течению условия дренажа в пойме ухудшаются, замедляется скорость потока и возрастает минерализация речных и грунтовых вод, растет тенденция к заболачиванию и засолению.

Экологические особенности аллювиального почвообразования в поймах и дельтах рек следующие:

1. Формирование аккумулятивной, наносной, переотложенной коры выветривания за счет подвижных продуктов выветривания и почвообразования, поступающих со всей площади водосбора в пойму реки в виде механических и химических осадков как из полых вод при паводках, так и из выклинивающихся в пойме грунтовых вод.

2. Накопительный, аккумулятивный баланс почвообразования: с речным аллювием и из грунтовых вод в пойму поступают и аккумулируются в аллювиальных почвах глинистые минералы, гумус, CaCO_3 , соединения P, K, N, Fe, Mn, микроэлементов, в соответствующей геохимической обстановке – водорастворимые соли.

3. Поемный амфибиальный водный режим при периодическом затоплении поверхности и постоянном участии грунтовых вод в почвообразовании.

4. Уравновешенный тепловой режим благодаря высокой обводненности: в жарких аридных районах в поймах прохладнее, а в холодных северных районах в поймах теплее, чем на окружающей территории.

5. Постоянное омолаживание почвы в результате систематического вовлечения в почвообразование новых порций свежееотложенного аллювия, сопровождаемое ростом почвы вверх.

6. Развитие почвообразования одновременно с осадконакоплением и формированием материнской породы.

7. Гидроморфизм почвообразования при проточном водном режиме в приустьевье и центральной пойме.

8. Преобладание окислительной обстановки в основной части поймы вследствие насыщенности паводковых вод кислородом и поступления окисленных соединений с наилком.

9. Высокая биогенность среды на фоне высокой обеспеченности биофильными элементами при постоянном пополнении их запаса. Согласно Г.В. Добровольскому (1968), поймы и дельты рек – это области наибольшей плотности жизни, включая флору и фауну.

Соответственно отмеченным экологическим особенностям почвенный покров пойм и дельт обладает высоким потенциальным плодородием.

Растительность. В природных условиях в поймах рек развиваются высокопродуктивные травяные луга, иногда сменяемые пойменными (тугайными) лесами. Однако в разных частях поймы природная растительность различна.

В приустьевье это обедненные ксерофильные, часто псаммофитовые луга и кустарники (ивняки). Наименее продуктивны высокие части грив, а в логах создаются более благоприятные условия увлажнения и пищевого режима, здесь развиваются пырей, костер безостый, мятлик луговой, клевер, лядвенец и обильное разнотравье.

В центральной пойме наиболее продуктивны заливные луга. В травостое здесь преобладают костер безостый, тимopheевка, лисохвост, овсяница луговая, пырей ползучий, мятлик луговой, бекмания, канареечник, чина луговая, клевер, вики, герань луговая, конский щавель, лютики и другие травы. На повышенных элементах рельефа в центральной пойме травостой беднее.

В притеррасье формируются осоково-тростниковые, черноольховые и другие низинные болота. Сильнозаболоченные участки заняты щучьей, осоками, мхами и другой болотной растительностью.

В пойме произрастают и древесные растения, состав которых определяется природными особенностями зоны:

- в таежно-лесной зоне преобладают ель, пихта, береза, осина, ива;
- в лесостепной и степной – дуб, вяз, клен, ива, тополь;
- в полупустынной и пустынной зонах встречаются травянистые леса, состоящие из тополя, шелковицы, ивы, лоха, саксаула, тамарикса и других пород.

Почвенный покров речных пойм очень пестрый, сложный, мозаичный в связи с постоянным меандрированием речного русла и миграцией различных частей поймы. Отсюда широкое распространение полициклических, погребенных почв. Разнообразие почв связано также с разнокаче-

ственностью речного аллювия в поймах разных рек и его разным возрастом.

3.2. Классификация и свойства аллювиальных почв

Среди большой группы аллювиальных почв в отечественной систематике различаются следующие типы:

I подгруппа типов – *аллювиальные дерновые почвы*:

- 1) аллювиальные дерновые кислые (слоистые примитивные, слоистые, типичные, оподзоленные);
- 2) аллювиальные дерновые насыщенные (слоистые примитивные, слоистые, типичные, остепняющиеся);
- 3) аллювиальные дерновые карбонатные (опустынивающиеся).

II подгруппа типов – *аллювиальные луговые почвы*:

- 4) аллювиальные луговые кислые;
- 5) – аллювиальные луговые насыщенные;
- 6) аллювиальные луговые карбонатные;
- 7) аллювиальные лугово-болотные.

III подгруппа типов – *аллювиальные болотные почвы*:

- 8) аллювиальные иловато-перегнойно-глеевые;
- 9) аллювиальные иловато-торфяные.

Аллювиальные дерновые почвы – это почвы прирусловой поймы, преимущественно песчаные, слоистые, слабо переработанные почвенной фауной и корневыми системами растений. Отсюда их старое название *пойменные слоистые почвы*. Это наиболее молодые почвы, развивающиеся в условиях интенсивного проявления аллювиального процесса. Профиль таких почв представляет собой чередование слоев, отличающихся друг от друга по мощности, окраске и гранулометрическому составу. По мере удаления от русла реки мощность их увеличивается.

В типичном выражении они имеют профиль А–С со слабо развитым гумусовым горизонтом, содержащим 1–3% гумуса. В меженный период они имеют лишь атмосферное водное питание при глубоких грунтовых водах.

Эти почвы могут быть кислыми, насыщенными или карбонатными в зависимости от зонального положения и степени промывания атмосферными осадками.

В связи с песчаным составом и низкой гумусированностью они имеют невысокую емкость катионного обмена (10–15 мг·экв/100 г). Это наименее развитые и наименее плодородные почвы поймы.

В условиях Томского Приобья аллювиальные дерновые почвы, согласно Л.И. Герасько и Г.Е. Пашневой (1980), встречаются под осокорниковыми и ивовыми лесами при обедненном травяном покрове. Авторы указывают на некоторую оглеенность профиля под ивовыми лесами и кустарниками.

Примитивно-слоистые почвы имеют нейтральную или слабокислую реакцию среды (5,6–6,6), содержат небольшое количество гумуса (0,5–0,8%) в верхней части профиля, совершенно не обеспечены элементами питания (Герасько, Пашнева, 1980).

Дерново-слоистые почвы, формирующиеся под прирусовыми лесами, а также под покровом полевицевых и овсяницевых лугов, имеют выраженный горизонт А мощностью 15 см и более, ниже которого идут слои, аналогичные примитивно-слоистым почвам.

Дерново-слоистые почвы имеют облегченный гранулометрический состав с преобладанием фракций мелкого песка и крупной пыли. Содержание гумуса в них невелико и составляет 1,3–3,6% в верхнем аккумулятивном горизонте. Для почв характерны нейтральная и слабокислая реакция среды (5,8–6,9), небольшая гидролитическая кислотность (0,3–3,9 мг·экв/100 г почвы), средняя и низкая обеспеченность элементами питания для растений.

Аллювиальные луговые почвы формируются в центральной пойме при атмосферно-грунтовым водном питании в меженный период. Высокопродуктивная разнотравно-злаковая луговая растительность развивает на этих почвах мощную корневую систему, охватывающую большой слой почвы и интенсивно оструктурирующую почвенную массу. Отсюда их старое название *пойменные зернистые почвы*.

Для почв центральной поймы характерно значительное ослабление аллювиального процесса, который проявляется в виде отложений наилка той или иной мощности, и активное развитие дернового.

Профиль аллювиальных луговых почв простой, но содержит обычно много переходных по гумусированности горизонтов: $A_d-A-AB-B-C_g$. В нижней части профиля в зоне влияния капиллярной каймы грунтовых вод почвы всегда глееватые. Они часто конкреционные: содержат железисто-марганцовые и (или) карбонатные конкреции. Железистые конкреции преобладают в типе кислых почв, а карбонатные – в насыщенных и карбонатных почвах. Характерны высокая гумусированность горизонта А (8–12%), высокая емкость катионного обмена (20–30 мг·экв/100 г).

Аллювиальные луговые почвы Томского Приобья развиваются под покровом лугово-мятликовых, овсяницевых, пырейных лугов, а также под полевищниками и лисохвостниками на аллювии различного грану-

Таблица 6. Свойства аллювиальных почв центральной поймы р. Томи

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	Поглощенные катионы			Гидролитич. кислотность	Степень насыщенности основаниями, %	pH водн
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма			
		мг-экв/100 г почвы					
Темногумусовая типичная насыщенная среднегумусированная среднесуглинистая на погребенной почве (p.1–05)							
Ad 0–8	4,10	23,0	3,5	26,5	1,93	98	6,86
A 8–13	3,57	23,5	3,5	27,0	2,63	97	6,70
A 18–23	2,36	23,0	4,0	27,0	2,28	97	6,66
AB 35–45	1,86	22,5	5,0	27,5	1,93	98	7,00
AB 56–66	1,69	21,0	6,5	27,5	1,93	98	6,98
[A] 76–86	1,81	21,0	4,0	25,0	1,93	98	6,98
[A] 86–96	1,74	20,0	3,0	23,0	2,10	97	6,99
[AB] 96–106	1,53	19,0	4,0	23,0	2,10	97	6,98
[B] 140–150	0,93	15,0	4,0	19,0	1,93	97	7,11
[A'] 165–175	1,21	15,0	4,0	19,0	1,75	98	7,11
[B'] 212–222	0,89	11,5	5,5	17,0	1,40	98	7,14
Темногумусовая гидрометаморфическая типичная многогумусированная насыщенная тяжелосуглинистая на погребенной почве (p.2–05)							
A _d 0–5	11,74	19,0	8,0	27,0	3,15	96	6,45
A _d 5–13	7,17	21,5	4,0	25,5	2,98	96	6,73
A 20–25	6,64	21,0	5,0	26,0	2,28	97	6,93
A 33–39	5,65	20,0	5,5	25,5	2,63	97	6,98
AB 39–47	4,15	19,0	5,0	24,0	2,28	97	6,76
AB 56–65	4,07	18,5	5,0	23,5	1,93	97	6,81
B _{1g} 70–80	4,02	17,0	6,0	23,0	1,93	98	6,94
[A' _g] 90–100	5,83	17,0	6,0	23,0	1,75	97	7,03
[A' _g] 115–125	5,38	15,5	5,0	20,5	1,75	97	7,05
[B' _g] 130–140	3,03	15,0	5,5	20,5	1,93	98	7,08
[A'' _g] 145–155	6,64	18,5	3,5	22,0	2,10	97	6,96
[B'' _g] 183–193	4,26	16,0	5,0	21,0	1,75	98	7,08

лометрического состава (Герасько, Пашнева, 1980). Их профиль имеет отчетливо выраженную зернистую или комковато-зернистую структуру. Перегнойно-аккумулятивный горизонт обычно темно-серый. Переходный окрашен в бурые тона, иногда с признаками избыточного увлажнения в виде ржавых пятен окисного железа. Материнская порода залегает на глубине 80–130 см от поверхности. Грунтовые воды находятся за пределами почвенного профиля на глубине 1,5–2,0 м. По гранулометрическому составу рассматриваемые почвы относятся к пылевато-иловатым глинам и иловато-пылеватым суглинкам. С глубиной содержание фракции крупной пыли и песка возрастает. Повсеместно отмечается относительное накопление илистой фракции в верхней части профиля, что связано с активной деятельностью воды, ежегодно приносящей наилок, а также микробиологической деятельностью и накоплением элементов биогенной аккумуляции в гумусированных горизонтах.

По содержанию гумуса (3–5%) почвы поймы Оби относятся к среднегумусным. Для них характерно значительное накопление поглощенных оснований (24–39 мг-экв/100 г в верхней части профиля). Ведущая роль в составе поглощенных оснований принадлежит кальцию.

Луговые почвы центральной части Оби имеют кислую реакцию среды в связи с активным развитием дернового и в какой-то мере выраженного зонального подзолистого процессов. Величина pH солевой суспензии в верхней части профиля колеблется от 4,3 до 5,6. Величины гидролитической кислотности изменяются от 0,3 до 5,5 мг-экв/100 г почвы. Обменный водород в ППК составляет небольшую долю по сравнению с обменными Ca^{2+} и Mg^{2+} , в связи с чем отмечается высокая насыщенность основаниями (82–94%).

Довольно близкими свойствами (табл. 6) характеризуются аллювиальные луговые почвы центральной поймы левого берега нижнего течения р. Томи, в профиле которых часто встречаются погребенные почвы (особенно при формировании в межгрядовых понижениях).

В составе гумуса луговых почв южных районов Томского Приобья в верхних горизонтах преобладают гуминовые кислоты, тогда как в северных районах по всему профилю господствует группа фульвокислот (Кахаткина, 1975). Гуминовые кислоты представлены в основном фракцией гуминовых кислот, связанных с кальцием, на фоне довольно высокого содержания свободных и связанных с подвижными полуторными оксидами гуминовых кислот (табл. 7).

Таблица 7. Качественный состав гумуса аллювиальных луговых почв Томского Приобья (по Кахаткиной, 1975)

Горизонт, глубина, см	С _{общ} , %	Гуминовые кислоты, % от С _{общ}				Сумма ФК, % от С _{общ}	С _{гк} :С _{фк}
		1	2	3	Сумма		
Разрез 33 – Кожевниковский район Томской области							
A 0–10	3,36	12,89	14,20	5,16	32,25	32,20	1,00
A 16–25	2,65	14,29	15,93	5,50	35,12	31,91	1,12
AB 28–38	2,00	12,52	14,80	6,92	34,24	31,75	1,08
B 45–33	0,62	8,29	14,42	3,70	26,41	40,44	0,65
C 65–75	0,40	6,20	8,60	4,20	19,00	37,97	0,50
C 80–90	0,36	5,36	5,75	4,81	15,92	39,00	0,41
Разрез 35 – Колпашевский район Томской области							
A 0–10	2,39	8,29	11,71	4,97	24,97	33,68	0,74
A 11–21	2,04	8,69	12,53	5,76	26,98	34,60	0,78
B ₁ 21–31	1,97	7,48	12,06	5,49	25,03	34,96	0,71
B ₁ 31–41	1,01	5,66	10,98	4,77	21,41	38,53	0,55
B ₂ 45–55	1,00	4,39	9,92	4,90	18,51	36,60	0,51
B ₂ 63–73	0,47	2,40	6,38	6,83	15,61	41,60	0,38
BC 90–100	0,37	1,60	1,42	5,35	8,37	39,39	0,21

В целом аллювиальные луговые почвы являются высокоплодородными, причем их плодородие постоянно воспроизводится в аллювиальном и гидроморфном процессах. Они имеют оптимальную структуру и оптимальный для травянистых растений водный режим.

Аллювиальные болотные почвы – это почвы притеррасных или старичных понижений. Почвы всегда сильно заилены, что отражено в их типовой номенклатуре. Профиль почв типичен для болотных: А(Т)–G.

Пойменные болотные почвы в пределах средней Оби формируются в депрессиях рельефа и подвергаются постоянному избыточному увлажнению, которое создается затоплением участков поймы полыми водами и подтоком грунтовых вод. В зависимости от степени проточности, заиления и интенсивности торфообразовательного процесса среди болотных почв поймы Оби выделяются подтипы: иловато-глеевые, торфяно-глеевые и торфяники, характеристика которых, по данным Л.И. Герасько и Г.Е. Пашневой (1980), приводится ниже.

Иловато-глеевые почвы приурочены в основном к центральной части поймы и занимают глубокие межгривные понижения, периферии озер и проток. Они формируются под кустарниковыми зарослями ивы белой, пепельно-серой, сибирской, а также на изыщноосоковых и дернистоосоковых заболоченных лугах. Профиль этих почв представляет собой сильно насыщенную водой оглеенную иловатую массу, не расчлененную на горизонты. Для почв характерен тяжелый глинистый гранулометрический состав.

Иловато-глеевые почвы обладают значительным запасом питательных веществ, находящихся в труднодоступной для растений форме. Содержание гумуса в верхнем 20–30-сантиметровом слое составляет 2–6%. Реакция почвенного раствора слабокислая и кислая. Сумма поглощенных оснований 26–33 мг-экв/100 г почвы.

Торфяно-глеевые почвы формируются в депрессиях и выровненных ложбинах центральной части поймы под кустарниковой растительностью. Торфяной горизонт их имеет мощность до 50 см, состоит из плохо разложившихся растительных остатков бурого цвета. Под слоем торфа – ожелезненный и оглеенный горизонт тяжелого гранулометрического состава. В профиле торфяно-глеевых почв торфяная масса подразделяется на несколько горизонтов по степени разложения и окраске. Подстиляется торфяная залежь оглеенными суглинками и глинами.

Торфяники повсеместно приурочены к притеррасной части поймы, а в северных районах Томского Приобья занимают обширные плоские понижения центральной поймы. Формируются они под изящноосоковыми болотами и под покровом ивово-березовых кустарниковых болот. Торфяная залежь этих болотных почв достигает мощности 1–3 м и делится на несколько горизонтов по степени разложения и ботаническому составу торфа. Степень разложения торфа, как правило, увеличивается вниз по профилю.

Пойменные болота относятся к низинному эутрофному типу. Они богаты азотом, фосфором, другими элементами минерального питания растений.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), в стволе синлитогенных, отделе аллювиальных почв выделяют следующие типы:

- 1) аллювиальные серогумусовые (дерновые) (подтипы: типичные, оподзоленные, глееватые, турбированные);
- 2) аллювиальные темногумусовые (подтипы: типичные, солонцеватые, засоленные, слитизированные, глееватые, гидрометаморфизованные);
- 3) аллювиальные торфяно-глеевые (подтипы: типичные, омергеленные, оруденелые, торфяно-минеральные);
- 4) аллювиальные перегнойно-глеевые (подтипы: типичные, засоленные, омергеленные, оруденелые, иловато-перегнойные);
- 5) аллювиальные серогумусовые (дерновые) глеевые (подтипы: типичные, оруденелые);
- 6) аллювиальные темногумусовые гидрометаморфические (подтипы: типичные, солонцеватые, засоленные, слитизированные, омергеленные);

7) аллювиальные слитые (подтипы: типичные, засоленные, гидроморфизованные).

Кроме этого, аллювиальные почвы выделяются в этом же стволе в отделе слаборазвитых почв на уровне типа аллювиальных слоистых с подразделением на подтипы: типичные, засоленные, глееватые.

Использование. Наиболее плодородными являются почвы центральной поймы. При распашке в них резко возрастает микробиологическая активность, заметно увеличивается содержание доступных форм азота, калия, фосфора. Здесь выращивают высокотребовательные культуры – овощные, сахарную свеклу, коноплю, плодово-ягодные кустарники.

Малогумусированные песчаные почвы прирусловой поймы обладают низким плодородием и распашке не подлежат. Если они все же распахиваются, то необходимо вносить большое количество удобрений, особенно органических.

Заболоченные и болотные почвы притеррасной поймы требуют коренных мелиораций и после их осушения становятся ценными сельскохозяйственными угодьями для выращивания овощных, силосных и других культур.

4. КРИОГЕННЫЕ ПОЧВЫ

Криогенные почвы – это обширная группа различных типов почв, формирующихся в условиях криогенеза, общим диагностическим признаком которых служит наличие на той или иной глубине от поверхности в подстилающих их грунтах многолетнемерзлых слоев – «вечной мерзлоты». При этом многолетнемерзлые породы смыкаются (сливаются) в почвенном профиле со слоем сезонного промерзания–протаивания.

К группе криогенных почв не относятся почвы сезонного промерзания, в том числе и длительного сезонного промерзания, если они не имеют подстилания многолетнемерзлыми грунтами. Тем не менее криогенные (мерзлотные) процессы, охватывающие весь комплекс процессов и явлений, связанных с промораживанием почв и грунтов, имеют место и в других почвах, например, в длительно сезонно промерзающих глее-подзолистых почвах северной тайги или в сезонно промерзающих серых лесных почвах лесостепи, но это не делает такие почвы «криогенными», поскольку в них отсутствует слой многолетней мерзлоты.

Все криогенные почвы являются сезонно промерзающими с поверхности вплоть до многолетнемерзлого слоя и оттаивают в летний период до той или иной глубины, которой и определяется мощность слоя современного почвообразования (в слое многолетней мерзлоты почвообразование не идет). Этот ежегодно оттаивающий слой криогенных почв носит название *деятельного слоя* или *слоя сезонного промерзания* – протаивания.

Распространение криогенных почв. Территория, на которой распространены многолетнемерзлые грунты, составляет почти 25% всей внеледниковой суши Земли. Наиболее типичны они и широко распространены в арктическом и субарктическом поясах, а также в восточносибирской и западноканадской частях бореального пояса. В горах они характерны для субнивальской и нивальной зон. В Антарктике их распространение крайне ограничено в связи с ничтожной площадью внеледниковой суши в этом регионе. В целом южная граница криогенных почв проходит по нулевой изотерме средней температуры воздуха за год.

4.1. Криогенез почв

Криогенез – это генезис (образование, развитие и эволюция) почв в условиях влияния многолетней мерзлоты.

Специфические криогенные процессы. Влияние мерзлоты на почвообразование чрезвычайно многостороннее. Оно проявляется в следующем:

- в систематическом механическом нарушении, деформации почвенного покрова;
- в образовании специфических форм мерзлотного нано-, микро-рельефа, полигональности почв.

Наиболее существенные причины образования полигональных структур:

- 1) сжатие грунтов при промерзании и оттаивании;
- 2) сортировка материала, выталкивание к поверхности крупных частиц;
- 3) развитие жил и линз подземного льда.

При образовании криогенных форм микрорельефа отмечается такая последовательность процессов:

- 1) растрескивание (морозобойное или вследствие усыхания) тонкодисперсных грунтов, слагающих слой сезонного протаивания;
- 2) промерзание сезонно-талого слоя и, как следствие этого, образование закрытых систем, окруженных замерзшей частью грунта;
- 3) развитие в закрытых системах напряжений, деформаций, а иногда и разрывов.

Эти процессы приводят к появлению таких многообразных полигональных форм микрорельефа, как «пятнистые тундры», «пятна-медальоны», «каменные венки», «котлы кипения» и др.

Кроме пятнистых форм микрорельефа большое распространение в Субарктике имеют бугорковатые и бугристые образования, происхождение которых связано с процессами пучения.

Пучением грунтов называется неравномерное увеличение их объема при промерзании, происходящее как за счет увеличения объема имевшейся в грунте воды на 9% при ее кристаллизации, так и вследствие замерзающих новых объемов воды, мигрирующих извне в рассматриваемый объем грунта и к фронту промерзания.

В песчаных грунтах влага накапливается в незначительных количествах, поэтому пучению они практически не подвергаются, и, наоборот, в суглинистых и особенно глинистых почвогрунтах миграция воды к фронту промерзания и ее последующее расширение происходят доста-

точно интенсивно. В связи с этим процессы пучения широко распространены на тяжелых грунтах в наиболее гумидных условиях.

Процессы образования бугорков и бугров пучения и соответствующего поверхностного пятнообразования осложняются в мерзлотных районах явлениями *солифлюкции* – текучестью грунта по склону. Переувлажнение почвенной толщи в период весенне-летнего протаивания приводит к тому, что деятельный слой почв приобретает консистенцию пльвуна и сползает по поверхности горизонта многолетней мерзлоты под воздействием силы тяжести.

Процессы солифлюкции тесно связаны с явлением *тиксотропии*. Основную роль в образовании тиксотропной структуры криогенных почв играют гели коллоидной кремнекислоты, её комплексные соединения с гидратами железа и алюминия и подвижными гумусовыми веществами. При явлении тиксотропии вся почвенная влага включается в состав гидратных оболочек почвенных частиц и теряет способность к свободному передвижению, в результате этого передвигаются не растворы, а вся почвенная масса.

Кроме криогенных деформаций почвенного профиля и смещения почвенных масс в мерзлотных почвах интенсивно идут также *процессы сезонной миграции влаги* и растворенных в ней продуктов выветривания и почвообразования к более холодному фронту. Под влиянием градиента температур в зимний период наблюдаются восходящая миграция растворов и увеличение содержания водорастворимых веществ в более холодных поверхностных горизонтах почвы, в летний период происходит отток вниз по направлению к мерзлой части почвенного профиля. В результате этого в криогенных почвах отмечаются два центра аккумуляции веществ: верхний, приуроченный к гумусовому горизонту, и нижний – в надмерзлотной части профиля.

Многолетнемерзлый слой служит водоупором, замыкающим снизу почвенный профиль, он затрудняет внутрипочвенный сток, обуславливает переувлажнение и оглеение почвы, способствует накоплению в надмерзлотном горизонте гумуса (ретинизация гумуса) и других продуктов почвообразования.

Роль мерзлоты в увлажнении почвы определяется её типом. Различают мерзлоту «льdistую» и «сухую». В первом случае порода или почва (главным образом суглинистого или глинистого гранулометрического состава) содержит в больших количествах лед (до 50–70% от объема). Именно такая мерзлота служит фактором переувлажнения почвы. В песчаных и щебнистых отложениях из-за низких запасов влаги могут наблюдаться отрицательные температуры без накопления существенных количеств льда (лишь ограниченное количество кристаллов по

трещинам и порам). Эта «сухая» мерзлота обеспечивает хороший дренаж почв и не может создавать условий для их переувлажнения.

Низкие или отрицательные температуры профиля криогенных почвогрунтов определяют преобладание физического выветривания над химическим, низкую скорость разложения органических остатков. Продукты выветривания коренных пород в мерзлотных районах характеризуются обломочностью и обогащенностью слаборазложившимся органическим веществом.

Общие свойства криогенных почв:

- 1) мерзлотный тип температурного и водного режимов;
- 2) низкие скорость и емкость биологического круговорота веществ;
- 3) оторфованность и грубогумусность органогенных горизонтов;
- 4) слабая дифференциация минеральной части профиля на генетические горизонты;
- 5) наличие в профиле признаков криогенной деформации и криотурбаций (полигональность, бугорковатость и пятнистость поверхности, морозобойная трещиноватость, криогенная дифференциация скелетного материала и т.д.);
- 6) криогенная оструктуренность;
- 7) криогенная коагуляция продуктов выветривания и почвообразования.

К криогенным почвам относятся арктические, тундровые, мерзлотно-таежные почвы, подбуры. В данном учебном пособии рассматриваются только мерзлотно-таежные.

4.2. Мерзлотно-таежные почвы

Мерзлотно-таежные почвы – это криогенные почвы, формирующиеся на многолетнемерзлых породах преимущественно суглинистого гранулометрического состава в условиях холодного климата под светлохвойной тайгой и характеризующиеся профилем типа О–ОА (А, ОВ, Вf)–Bg–C(Cg).

Распространение мерзлотно-таежных почв. Мерзлотно-таежные почвы распространены к востоку от р. Енисея в Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной области, они характерны для равнинных и горных районов Средней и Восточной Сибири и севера Дальнего Востока. Эти почвы типичны для северной и частично средней тайги в Забайкалье, Якутии, на Колыме и Чукотке, встречаются также в долинах южной части Аляски. Большие массивы мерзлотно-таежных почв приурочены к территории Канадского кристаллического щита: между Большим Мед-

вежьем и Невольничьем озерами и Гудзоновым заливом, на полуострове Лабрадор.

В континентальных районах Азии южная граница распространения мерзлотно-таежных почв проходит примерно по 50-й параллели, на Аляске и в центральной части североамериканского материка по 60°, на полуострове Лабрадор опускается до 54° с. ш.

4.2.1. Условия почвообразования и генезис мерзлотно-таежных почв

Мерзлотно-таежные почвы формируются в условиях сурового континентального климата. Специфической особенностью климата мерзлотно-таежной области бореального пояса является то, что температура почв самого теплого месяца года всегда ниже, чем температура воздуха. Это относится и к сумме активных температур. Отмеченное явление сближает мерзлотно-таежные почвы с криогенными почвами полярного пояса. Среднегодовые температуры отрицательные: от $-2-4$ до -16 °С. Количество осадков в различных провинциях мерзлотно-таежных почв существенно варьирует от 200–300 до 500–600 мм.

Почвообразовательный процесс развивается при наличии многолетней мерзлоты. Почвы характеризуются холодным профилем и в течение 7–8 месяцев в году имеют отрицательную температуру. Оттаивающий летом слой почвы (десятьлетний) зимой промерзает до многолетней мерзлоты.

Почвообразующими породами для почв горных районов часто выступает элюво-делювий основного характера, на равнинах – озерно-аллювиальные, лессовидные суглинки и супеси.

Мерзлотно-таежные почвы формируются преимущественно под лиственничной тайгой (лиственница сибирская и даурская) с напочвенным покровом из кустарничков (багульник, брусника, голубика и др.) Для северотаежных редкостойных лиственничников характерны низкорослые кустарники: различные виды ивы и березы, ольховник, рододендрон, кедровый стланик.

Генезис мерзлотно-таежных почв. В этих почвах имеют место криогенные процессы миграции железа, часто оглеение, тиксотропия, идет поверхностное накопление кислого грубого гумуса, обладающего большой подвижностью, и аморфных гидроксидов железа.

Многолетняя мерзлота и особенности температурного режима оказывают большое влияние на развитие мерзлотно-таежных почв. Низкие температуры почвенного профиля в вегетационный период затрудняют поглощение питательных веществ растениями, замедляют их рост и развитие, тормозят разложение растительных остатков. Все это ослабляет биологический круговорот веществ.

Многолетняя мерзлота оказывает влияние на водный и тепловой режимы почв, формирование микрорельефа и на течение химических и физико-химических процессов. Если мерзлота представлена плотным льдистым слоем, то она может привести к переувлажнению и оглеению почвенных горизонтов.

Сильное промерзание верхних горизонтов почвы в холодный период года или их иссушение в теплый вызывает движение капиллярно подвешенной, рыхлосвязанной и парообразной влаги и почвенных растворов к поверхности почвы. Но холодный экран многолетней мерзлоты в основании профиля вызывает движение этих форм влаги и вниз к мерзлому слою. В связи с этим в профиле почвы возможно два центра аккумуляции веществ: верхний и нижний надмерзлотный. Поскольку в генезисе мерзлотно-таежных почв велика роль криогенных явлений, эти почвы иногда называют *криоземами*.

Главные черты процесса превращения растительных остатков и взаимодействия органических веществ с минеральной частью почвы – образование грубого гумуса в виде оторфованных горизонтов, обогащение профиля подвижными формами органического вещества и накопление несиликатного железа.

4.2.2. Общие свойства мерзлотно-таежных почв

В связи с малой скоростью выветривания в условиях сурового континентального климата в мерзлотно-таежных почвах отмечается низкое содержание высокодисперсных минералов. Их состав наследуется от почвообразующей породы. Для глеевых горизонтов характерна плотная упаковка частиц.

Почвы характеризуются кислой или сильнокислой реакцией, насыщенностью основаниями. В нижней части профиля кислотность, как правило, становится несколько меньше. Дифференциация профиля по валовому химическому составу не выражена, но отчетливо прослеживается аккумуляция подвижных оксидов железа как по всему профилю, так и особенно в верхней его части. Содержание подвижного железа может достигать 20–25% от валового.

Н.А. Ногина (1964) объясняет накопление подвижного железа следующим путем: образующееся в процессе внутрпочвенного выветривания свободное железо с осенне-зимними восходящими токами влаги (в сторону более низких температур) поднимается вверх и при вымораживании зимой закрепляется в профиле. Более низкие температуры в верхней части профиля объясняются резкой континентальностью климата (низкие температуры воздуха и небольшая мощность снежного покрова). Летом нисходящий ток воды, обогащенный растворимым ор-

ганическим веществом и имеющий кислую реакцию, выносит продукты почвообразования и выветривания вниз. Часть их осенью возвращается наверх с восходящими токами. При равнозначности нисходящей и восходящей миграции образуются мерзлотно-таежные ожелезненные почвы, при преобладании нисходящих токов начинается оподзоливание.

Таблица 8. Химические и физико-химические свойства мерзлотно-таежных почв

Горизонт, глубина, см	рН солев рН вод	Гумус, %	C _{тк} :C _{фк}	Гидрол. кисл-ть	Поглощенные катионы		
					Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺
мг·экв/100 г почвы							
Разрез 112 (Наумов, Тяпкина, 1974)							
A ₀ A ₁ 4–7	<u>3,7</u> 4,4	4,9	0,4	12,0	6,1	5,2	0,5
B _{1g} 8–21	<u>5,1</u> 6,1	1,6	0,5	2,0	9,5	6,7	0,2
B _{2g} 21–35	<u>4,9</u> 5,8	2,1	–	–	8,8	6,5	0,5
B _{2g} 35–53	<u>4,9</u> 5,8	2,9	–	4,4	8,6	5,0	0,6
B _{Cg} 53–63	<u>4,1</u> 5,1	5,6	–	2,4	8,2	2,4	3,5
C _{гм} 63–73	<u>4,4</u> 5,4	3,9	0,8	–	7,5	4,3	1,7
Разрез 15 (Наумов, 1974)							
A ₁ 2–12	<u>2,8</u> 4,3	7,1	0,5	11,3	3,5	2,5	8,0
B ₁ 10–20	<u>4,3</u> 6,0	1,3	0,3	2,0	4,9	3,1	0,1
B ₂ 50–60	<u>4,6</u> 6,1	0,9	–	1,0	4,8	2,9	0,04
(B)C _m 75–85	<u>4,7</u> 6,3	–	–	0,7	5,2	2,7	0,04

И.А. Соколов и Т.А. Соколова (1962) высказываются за иной путь ожелезнения профиля: образование свободных оксидов железа при выветривании на месте с их последующей коагуляцией.

Гумус почв резко фульватный (C_{тк}:C_{фк} = 0,3–0,6). Гуминовые кислоты в большинстве своем связаны с полуторными оксидами. Отношение C:N = 32–24. Гумус имеет потечный характер, но его максимум наблюдается в верхней части почвенной толщи с постепенным падением вниз по профилю. В надмерзлотном горизонте наблюдается второй максимум содержания органического вещества.

Для органогенных горизонтов характерна карманистость, языковатость, связанная с горизонтальным надмерзлотным элювированием органических веществ и заполнением ими морозобойных трещин.

Для мерзлотно-таежных почв характерно равномерное распределение илистой фракции по всем горизонтам. На щебнистых породах в горных районах по всему профилю преобладают крупные фракции 0,25–0,01 мм. Почвы среднего и тяжелого гранулометрического состава бесструктурны и практически водонепроницаемы.

В табл. 8 приведены показатели химических и физико-химических свойств мерзлотно-таежной глеевой почвы (разрез 112), сформированной на правом берегу р. М. Анюй (Северо-Восток России) на ровной вершине увала под северотаежным редколесьем с кустарником березки Миддендорфа и кустарничками голубикой и багульником, изученной Е.М. Наумовым и Н.А. Тяпкиной (1974), и мерзлотно-таежной неоглеенной почвы (разрез 15), развитой в Оймяконской впадине на водоразделе между рр. Агаякан и Куйдусун на пологом юго-восточном склоне увала под ксерофитным брусничниковым лиственничником с кустарником из кедрового стланика и круглолистной березки (Наумов, 1974).

4.2.3. Классификация и диагностика мерзлотно-таежных почв

В отечественном почвоведении принято выделять три типа мерзлотно-таежных почв:

1. Мерзлотно-таежные глеевые почвы.
2. Мерзлотно-таежные неоглеенные почвы.
3. Мерзлотно-таежные палево-таежные почвы.

В классификации почв Канады мерзлотно-таежные почвы соответствуют порядку брүнисолей, в современной классификации США эти почвы могут быть отнесены к таким порядкам, как инсептисоли, энти-соли и сподосоли.

Мерзлотно-таежные глеевые почвы

Генезис мерзлотно-таежных глеевых почв обуславливается следующими основными элементарными почвенными процессами:

- подстилкообразованием и поверхностным накоплением грубого гумуса;
- гумусовой мобилизацией подвижного железа и последующей его миграцией за счет криогенных процессов (миграция веществ к фронту промерзания или коагуляция на месте);
- при наличии льдистой мерзлоты в плохих условиях дренажа развивается процесс оглеения;

– при относительно хорошем дренаже может начаться процесс миграции и выноса алюможелезо-гумусовых соединений и формирование осветленного горизонта (оподзоливание);

– криогенными процессами (криотурбация: морозобойное растрескивание, пучение, тиксотропное течение, криогенное оструктуривание).

При перемещении почвенной массы по вертикали и в боковом направлении происходит перемещение слоев, в результате чего почвенный профиль постепенно и непрерывно «омолаживается». В таких почвах нет восходящих и нисходящих токов воды, исключается возникновение элювиальных и иллювиальных процессов, но может наблюдаться передвижение всей почвенной массы.

Подзолообразовательный процесс проявляется только при образовании почв на легких породах, в этом случае формируются иллювиально-железистые почвы.

Эти почвы развиваются, как правило, при близком залегании мерзлоты (50–60 см) и достаточно большом количестве осадков.

Морфологическое строение профиля. В строении профиля почв Северной Якутии выделяется подстилка мощностью 5–7 см, под ней сразу идет переувлажненный оглеенный серо-сизый горизонт V_g , который постепенно, почти без изменения окраски, переходит в мерзлотный горизонт.

При малой мощности почвы нанорельеф трещинно-нанопolygonальный, при достаточно мощной толще суглинка – пучинно-бугорковатый. Для Северной Колымы и Чукотки основные морфологические признаки оглеенных мерзлотно-таежных почв заключаются в оторфованности органогенного горизонта, наличии оглеения и следов мерзлотного перемешивания профиля, слабой дифференциации профиля по цвету и гранулометрическому составу, наличии фрагментов погребенных органических материалов в профиле вследствие криотурбаций, тиксотропности почвы. При пучинно-бугорковатом нанорельефе органогенный горизонт состоит из подстилки и темно-коричневого перегнойно-торфянистого горизонта AT , ниже располагается буровато-коричневый творожисто-слоеватый горизонт V_h . Сверху вниз темные тона в окраске нарастают. Возрастают также пльвунность и тиксотропность. В трещине горизонт AT имеет мощность от 18 до 50 см и переходит в бурый оглеенный и большей частью мерзлый горизонт V_g .

Эти почвы полугидроморфные, не оподзолены или слабооподзолены, кислые (на карбонатных породах слабощелочные), оттаивают летом на глубину 50–100 см.

В качестве примера морфологического строения мерзлотно-таежных оглеенных почв приводится описание мерзлотной северо-таежной тик-

сотропной глееватой легкосуглинистой почвы на делуво-элювии андезито-базальтов, сформированной в условиях повышенного увлажнения при близком залегании многолетнемерзлых пород на плоской вершине увала северо-западной окраины Юкагинского плоскогорья в правобережье р. Колымы (Еловская, 1974). Мезорельеф пологоувалистый, микро-рельеф хорошо выражен, мерзлотный полигонально-трещинный. Полигоны имеют различную величину и форму, преобладает округло-овальная. Поверхность полигонов разбита неширокими и мелкими морозобойными трещинами. Растительность представлена северо-таежным ерниково-лишайниковым листовичным редколесьем (возраст 160 лет).

A_0 0–3 см – подстилка слабовлажная, светло-бурая, из опада хвои и осы лишайников, почти не перепревшая.

A_0A_1 3–7 см – слабовлажный, коричневатобурый, легкосуглинистый, с большим количеством органических остатков слабоперепревших, густо переплетен корнями, уплотнен; переход в следующий горизонт заметный.

B_{1g} 7–26 см – влажный, грязно-бурый с отдельными сизыми и ржавыми примазками, тяжелосуглинистый, с признаками тиксотропности, при нажатии на стенку разреза выступает вода и почва принимает тестообразную консистенцию, встречается щебенка породы; переход постепенный.

Таблица 9. Свойства мерзлотной северотаежной тиксотропной глееватой почвы (по Еловской, 1974)

Горизонт, глубина, см	рН солев рН водн	Гумус, %	Азот, %	Обменные основания, мг-экв/100 г почвы			Гидрол. кисл.	Обменная кисл.	Степень насыщ. основан., %
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺			
A_0 0–3	<u>3,9</u> 5,4	79,0*	0,84	18,5	3,0	1,1	56,8	13,86	–
A_0A_1 3–7	<u>3,1</u> 4,4	13,11	0,32	7,7	2,1	0,8	34,1	19,94	4,0
B_{1g} 7–26	<u>4,0</u> 6,0	1,60	0,09	10,6	1,5	0,6	4,4	1,79	22,8
B_{2g} 26–52	<u>4,4</u> 6,4	1,05	0,10	11,7	2,8	0,8	4,0	1,47	24,9
BC_g 52–95	<u>4,8</u> 6,7	1,37	0,09	13,4	1,7	0,7	2,6	0,49	38,4
C_m 95–100	<u>5,2</u> 7,0	1,44	0,09	13,7	2,5	0,8	2,4	0,41	40,8

* Потеря при прокаливании.

B_{2g} 26–52 см – сильновлажный, грязно-буровато-сизый, тиксотропный, максимально оглеенный горизонт творожистой структуры, плитчатого сложения, с большим количеством мелкой щебенки, встречаются редкие корни; переход постепенный.

B_{3g} 52–95 см – влажный, грязно-бурый, тяжелосуглинистый, более четко выражено плитчатое сложение и менее оглеение и тиксотропность; переход постепенный.

C_m 95–100 см – мерзлый, бурый, среднесуглинистый. Мерзлота льдистая с большим количеством мелкой щебенки.

В табл. 9 приводится характеристика химических и физико-химических свойств описанной выше почвы.

В зависимости от условий формирования среди мерзлотно-таежных глеевых почв различают недифференцированные и дифференцированные почвы.

Недифференцированные мерзлотно-таежные глеевые почвы образуются преимущественно в континентальных провинциях мерзлотной области, отличающихся невысоким (150–250 мм в год) увлажнением (коэффициент увлажнения летом 0,2–0,5). Профиль таких почв состоит из верхнего органогенного горизонта (торфянистого, гумусово- или торфянисто-перегнойного), сменяющегося бурой, коричнево-бурой или сизоватой недифференцированной минеральной толщей. Мерзлотные трещины заполнены в верхней части торфянистой массой органогенных горизонтов. Глеевые процессы выражены в форме сплошного надмерзлотного или локального оглеения. Для этих почв характерны отсутствие выноса ила и элювиально-иллювиального перераспределения кремнезема и полуторных оксидов, кислая реакция, потечность гумуса и пропитанность им всего профиля с некоторой его надмерзлотной аккумуляцией.

Дифференцированные мерзлотно-таежные глеевые почвы развиваются преимущественно в гумидных (реже полугумидных) провинциях мерзлотно-таежной области, где годовое количество осадков составляет 400–500 мм и более (коэффициент увлажнения летом более 1). Они отличаются заметной выраженностью элювиально-иллювиального перераспределения минеральной толщи по илу, SiO_2 и R_2O_3 , более кислой реакцией и меньшим проявлением криотурбаций. Главная роль в дифференциации профиля принадлежит периодической смене окислительно-восстановительного режима в верхней части профиля и нисходящей миграции в надмерзлотно-иллювиальную толщу подвижных соединений и ила.

Мерзлотно-таежные неоглеенные почвы (гомогенные криоземы) развиваются под редкостойной угнетенной листовенничной тайгой на самых разнообразных почвообразующих породах. В отличие от оглеен-

ных таежных почв, обязательным условием их формирования должно быть отсутствие застойного увлажнения. Этому могут способствовать активный боковой внутрипочвенный сток, обогащающий почвенные растворы кислородом, и наличие сети криогенных трещин или каменных многоугольников, создающих дополнительный дренаж. Неоглеенные сухомерзлотные почвы часто формируются на субстратах легкого песчаного гранулометрического состава или подстилаются галечником или мелкоземисто-щебнистой толщей, что создает хороший дренаж и исключает насыщение почвы влагой, накопление в профиле льда и образование льдистого водоупора и верховодки.

Признаки мерзлотно-таежных неоглеенных почв:

- 1) торфянистый характер органогенного горизонта;
- 2) очень малая мощность профиля и высокое залегание льдистой мерзлоты;
- 3) обилие в минеральном горизонте неразложившихся и полуразложившихся растительных остатков за счет криотурбаций;
- 4) гомогенность, бесструктурность, пльвунность;
- 5) отсутствие признаков оглеения;
- 6) строение профиля О–ОА–ОВ–С(D).

В отличие от глеевых почв, для которых характерно сегрегационное ожелезнение, для гомогенных криоземов типично равномерное распределение железа в профиле. При этом наблюдается достаточно высокое содержание несиликатных соединений железа.

Морфологическое строение неоглеенной мерзлотно-таежной почвы рассматривается на примере неоподзоленной сухомерзлотной почвы, развитой в Янско-Колымо-Чукотской континентальной провинции в долине р. Колымы в сухой лиственничной тайге с примесью березы, шиповника с лишайниковым напочвенным покровом (Наумов, Градусов, Цюрупа, 1974).

A_0 0–1,5 – сухой опад, переход ясный.

A_0A_1 1,5–3 см – темно-бурый, большую часть составляют органические остатки (60–70%), остальное – опесчаненный суглинок, свежий, пронизан и сплетен корнями; переход выражен хорошо.

B_1 3–7 (12) см – охристо-коричневый, опесчаненный суглинок, слабо увлажнен, бесструктурный, пронизан корнями, неравномерный по мощности (от 3 до 9 см), деформирован, местами выклинивается, перемешан и искорежен криотурбациями; переход хорошо заметный, граница перехода неровная.

B_2 7(12)–16(22) см – серовато-бурый, опесчаненный суглинок, бесструктурный, слабо увлажнен, пронизан корнями, часто разорван и выклинивается, пятнами и карманами выклинивается в нижеследующий

горизонт до глубины 40–45 см; граница перехода хорошо заметная, но неровная.

B₂' 16(22)–63 см – темно-серый буроватый, сильно опесчаненный легкий суглинок, бесструктурный, слоеватый, рыхлый, редкие корни; переход постепенный.

C 63–110 см – черно-бурый (почти черный) песок, влажный, бесструктурный, слоеватый, слабо вскипает от HCl; переход резкий по мерзлоте и вскипанию.

(C)D_m 110–120 см – то же, что и C, но мерзлый и заметно вскипает от HCl.

Химическая и физико-химическая характеристика описанной выше почвы приводится в табл. 10.

Таблица 10. Химические и физико-химические свойства неоподзоленной сухомерзлотной почвы (по Наумову, Градусову, Цюрупа, 1974)

Горизонт, глубина, см	pH солев	pH водн	Гумус, %	C _{тк} :C _{фк}	Обменные основания, мг-экв/100 г почвы	
					Ca ²⁺	Mg ²⁺
A ₀ A ₁ 1,5–3	3,6	4,6	11,3	0,5	10,8	16,1
B ₁ 3–7	3,9	4,9	2,3	0,4	8,5	5,3
B ₂ 7–16	4,9	6,0	1,5	0,2	13,9	–
B ₂ ' 35–45	5,7	6,6	1,7	–	9,9	–
C 90–100	6,4	7,2	1,8	0,3	31,8	–
C _m 110–120	7,0	7,9	1,8	0,4	48,7	–

Мерзлотные палевые почвы. Эти почвы типичны для Центральной Якутии, Анабарского плато, верховьев рр. Индигирки и Колымы.

Условия почвообразования. В отличие от мерзлотно-таежных (глеевых и неглеевых) почв, формируются в условиях ультраконтинентального холодного полуаридного климата преимущественно на средних и основных породах, хотя встречаются и на кислых. Их ареал занимает полосу предтундровых редколесий подзоны северной и средней тайги. Наиболее типичный растительный покров – лишайниково-кустарничковые листовничники и заросли кедрового стланика

Генезис палевых мерзлотных почв. Основные элементарные почвенные процессы, формирующие профиль палевых почв, следующие:

- обломочная ферриаллитизация (оглинивание и ожелезнение);
- биогенная аккумуляция;
- гумусонакопление на месте;
- криогенное растрескивание;
- дегидратация и кристаллизация свободных соединений железа.

Строение профиля и признаки палевых почв следующие:

- 1) наличие гумусо-аккумулятивного горизонта А;
- 2) метаморфический характер горизонта В;
- 3) отсутствие признаков Al-Fe-гумусового процесса;
- 4) фульватное гумусообразование без потечности гумуса;
- 5) высокое относительное содержание окристаллизованных соединений свободного железа при низком содержании аморфных соединений;
- 6) полная насыщенность основаниями (палевые нейтральные почвы) или умеренная насыщенность (кислые палевые почвы);
- 7) строение профиля ОА–А–В_m–С–(С_{Ca}).

Наиболее изучены палевые почвы, распространенные в средней тайге Якутии на рыхлых карбонатных породах. В этих почвах под лесной подстилкой мощностью 2–3 см расположен гумусовый горизонт в 15–20 см серовато-коричневого цвета, который постепенно переходит в метаморфический горизонт В_m, в нижней части последнего наблюдается скопление карбонатов. Горизонт С_{Ca} представлен лессовидным суглинком с тонкими (0,5–1,6 мм) горизонтальными прослойками чистого льда. Реакция водной вытяжки в этих почвах нейтральная или слабощелочная. В гумусовом горизонте около 3% гумуса, а ниже – 1,5%. Поглощающий комплекс полностью насыщен основаниями, емкость поглощения около 35 мг-экв/100 г почвы. В составе обменных оснований 55–70% приходится на кальций, 15–35% на магний и 3–10% на натрий. Валовой анализ показывает однородность почвенного профиля по содержанию кремнезема и полуторных оксидов.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), мерзлотно-таежные почвы относятся к стволу постлитогенных почв и выделяются в следующих отделах:

- 1) криометаморфические (тип криометаморфические грубогумусовые, подтипы: типичные, оподзоленные, палево-метаморфизованные, глееватые, турбированные);
- 2) палево-метаморфические (типы: палевые (подтипы: типичные, осолоделые, иллювиально-железистые, турбированные), палевые темногумусовые (подтипы: типичные, осолоделые)),
- 3) криотурбированные (типы: криоземы (подтипы: типичные, грубогумусированные, перегнойные, палево-метаморфизованные, глееватые), криоземы грубогумусовые (подтипы: типичные, перегнойные, палево-метаморфизованные, глееватые)).

Использование. Районы распространения мерзлотно-таежных почв, в том числе палевых, в основном являются базой оленеводства, охотничье-промыслового хозяйства, звероводства. Напочвенный покров почв сложен часто мхами и лишайниками (наряду с кустарниками и кустар-

ничками), поэтому они используются как олени пастбища. Кроме того, на них располагаются большие массивы лиственничных лесов – существенных поставщиков деловой древесины.

Несмотря на суровые климатические условия, в районах распространения этих почв получают развитие также мясомолочное животноводство, табунное коневодство (в Якутии), овощеводство закрытого и открытого грунта. При достаточном внесении удобрений и правильной системе ухода могут быть получены довольно стабильные урожаи овощей и кормовых культур.

5. ПОДЗОЛИСТЫЕ ПОЧВЫ

Подзолистые почвы относятся к группе кислых сиаллитных профильно-дифференцированных почв. Дифференциация почвенного профиля выражается в наличии двух частей, различающихся по гранулометрическому составу и, как правило, по минералогическому и химическому составу и комплексу свойств, при этом верхняя часть более легкая, относительно обогащенная кремнеземом и обедненная полуторными оксидами, а нижняя более тяжелая, относительно обогащенная полуторными оксидами и обедненная кремнеземом.

Почвы с дифференцированным профилем могут формироваться как в результате педогенеза, так и литогенеза, т.е. в процессе почвообразования на исходно неоднородной материнской породе.

В данном разделе рассматривается группа почв, сформированных в кислой среде при промывном водном режиме на сиаллитной коре выветривания.

5.1. Элювиально-иллювиально-дифференцированный профиль

Под *элювиально-иллювиально-дифференцированным профилем* понимается почвенный профиль, сформировавшийся в педогенезе путем дифференциации исходной почвообразующей породы на генетические горизонты в результате выноса нисходящим током воды ряда веществ из его верхней части (*элювиальный процесс в элювиальной части профиля*) и аккумуляции этих же веществ или только их какой-то доли (часть выносимых сверху веществ может уходить за пределы почвенного профиля и из данного ландшафта вообще) в средней и нижней частях (*иллювиальный процесс в иллювиальной части профиля*).

Элювиальный процесс может осуществляться различными механизмами, но обязательно при промывном или полупромывном водном режиме. В верхней элювиальной части профиля в разных экологических условиях могут протекать следующие процессы:

– разрушение первичных и вторичных минералов с выносом продуктов разрушения в истинных или коллоидных растворах (оподзоливание, псевдооглеение);

- суспендирование тонкодисперсных частиц (ил, мелкая и средняя пыль) и их вынос в неразрушенном состоянии (лессивирование);
- отмывка крупных частиц от коллоидных полутораоксидных пленок и вынос соответствующих соединений (отбеливание).

Активными агентами перечисленных процессов могут быть водородный ион воды, угольный кислоты, простых низкомолекулярных органических кислот, гумусовые кислоты, особенно фульвокислоты. Допускается, что в иллювиальной нижней части профиля происходит аккумуляция продуктов разрушения или отмывка с последующим их возможным ресинтезом в новых или тех же минеральных формах, а также аккумуляция неразрушенных минеральных компонентов, элювируемых сверху.

В любом случае элювиально-иллювиальная дифференциация профиля проявляется в его дифференциации по гранулометрическому составу. *Элювиально-иллювиально-дифференцированный профиль – это всегда текстурно-дифференцированный профиль*, в то время как текстурно-дифференцированный профиль необязательно является результатом элювиально-иллювиальных процессов, он может быть результатом других явлений, а именно: 1) исходной текстурной неоднородности породы; 2) оглинивания *in situ*; 3) эрозии или дефляции поверхностного горизонта.

Диагностическими критериями элювиально-иллювиальной дифференциации в профиле тонкодисперсных фракций без их разрушения (т.е. лессивирования – обезыливания, иллиммеризации) являются следующие:

- 1) более тяжелый гранулометрический состав иллювиального горизонта V_t по сравнению с элювиальным горизонтом E ;
- 2) более высокое отношение коллоидов к общей глине в горизонте V_t , чем в горизонте E ;
- 3) видимая макро- и микроморфологически аккумуляция натечных глин в горизонте V_t ;
- 4) постоянство молекулярного отношения $SiO_2:Al_2O_3$ в составе глинистой фракции во всех горизонтах при одновременном более широком отношении во всей массе горизонта E , чем во всей массе горизонта V_t , за счет обеднения горизонта E глиной и накопления её в горизонте V_t .

При наличии всех четырех признаков горизонт V считается глинисто-иллювиальным и обозначается символом V_t (V – текстурный).

Природа элювиального процесса в почвах разных экологических условий и типов почвообразования может быть различной. Это может быть:

- *оподзоливание* – кислотный гидролиз минералов с выносом продуктов разрушения;

– *обезыливание* (лессивирование, иллиммеризация, псевдооподзоливание, параоподзоливание, партлювация – синонимы, предложенные разными авторами) – вынос тонких фракций без их разрушения;

– *отбеливание* – снятие и вынос пленок с крупных частиц;

– *псевдоооглеение* – глее-элювиальный процесс.

Ряд элювиальных процессов может протекать в почвенном профиле одновременно, например лессивирование и оподзоливание, лессивирование и псевдоооглеение.

Несмотря на различные механизмы элювиального процесса, конечный результат его довольно близкий – образование осветленного элювиального горизонта E.

5.2. Подзолистые почвы

Под термином «подзолистые почвы» понимается большая группа кислых сиааллитных элювиально-иллювиально-дифференцированных почв с профилем типа O–E–B_{t,f,al}–C (O–A–E–B_{t,h,f,al}–C) либо O–E–B_{h,f,al}–C (O–A–E–B_{h,f,al}–C), формирующихся в условиях промывного водного режима при сезонном промораживании. На территории России эти почвы формируются в таежно-лесной зоне.

5.2.1. Условия почвообразования в таежно-лесной зоне

Климат. В связи с большой протяженностью таежно-лесной зоны с запада на восток природные условия её чрезвычайно разнообразны. Климат характеризуется как умеренно холодный. Средняя годовая температура изменяется от +4 °C в европейской части до –7, –16 °C в Восточной Сибири. В Центральной таежно-лесной области осадков за год выпадает 350–700 мм, продолжительность периода с температурой выше 10 °C составляет 40–155 дней, сумма температур за это время 400–2450 °C. Годовое количество осадков в большинстве случаев превышает испаряемость в 1,10–1,33 раза. По этому показателю рассматриваемая территория относится к зоне достаточного и избыточного увлажнения. Максимальное количество осадков в пределах таежно-лесной зоны выпадает в теплое время года.

Для условий формирования подзолистых почв характерно периодическое переувлажнение верхней части профиля: весной при снеготаянии и осенью перед установкой снежного покрова. Автоморфные почвы таежно-лесной зоны образуются в условиях промывного водного режима.

Рельеф. В таежно-лесной зоне в пределах Русской равнины (европейская часть зоны) встречаются возвышенности и низменные пространства, происхождение которых связано с деятельностью ледника. Наиболее крупными возвышенностями являются Литовско-Белорусская, Валдайская, Смоленско-Клинско-Дмитровская, Северные Увалы, Тиманский кряж. Они имеют абсолютные отметки 290–460 м над уровнем моря и представлены грядами и холмами, между которыми расположены озера и заболоченные участки. Поверхность довольно сильно расчленена речной сетью, балками и оврагами, в связи с чем рельеф имеет холмисто-волнистый характер.

Наиболее крупные понижения представлены Полесско-Днепровской, Верхневолжской, Окско-Мокшинской, Мещерской низменностями, имеющими слаборасчлененный, плоский или слабоволнистый характер с абсолютными высотами 100–150 м и наличием мелких озер и заболоченных массивов.

Западносибирская часть таежно-лесной зоны расположена в пределах Западно-Сибирской равнины и отличается слабой дренированностью. На территории Томского Приобья подзолистые почвы приурочены преимущественно к террасам р. Оби и её притоков.

Почвообразующие породы. В европейской и западносибирской частях таежно-лесной зоны материнские породы представлены преимущественно отложениями ледникового и водно-ледникового происхождения. Большое распространение имеют моренные отложения, бескарбонатные и карбонатные, разного гранулометрического состава, покровные суглинки и глины, лессовидные карбонатные легкие и средние суглинки, водно-ледниковые песчаные и супесчаные породы, часто встречаются древнеаллювиальные песчаные и супесчаные породы (на древних речных террасах), двучленные породы (пески и супеси, подстилаемые с глубины 40–60 см суглинком или глиной), ленточные глины, элювий и делювий коренных пород, современные аллювиальные отложения в поймах рек.

В Западной Сибири в пределах Томского Приобья преобладают подзолистые почвы, развитые на двучленных, слоистых и опесчаненных отложениях. Суглинистые и глинистые разновидности встречаются значительно реже.

Растительность. Подзолистые почвы формируются под хвойными, хвойно-лиственными или вторичными лиственными лесами бореального и суббореального поясов.

В таежно-лесной зоне преобладающим типом растительности являются таежные моховые, мохово-кустарничковые и травяно-кустарничковые леса, довольно широко распространена луговая травянистая рас-

тельность, приуроченная к суходольным и пойменным лугам. Большие территории заняты болотными ассоциациями. Наиболее широко болотные массивы распространены в пределах Западно-Сибирской равнины (Васюганское болото).

Европейскую и западносибирскую части зоны по климатическим условиям, характеру растительности почвенного покрова принято делить на три подзоны: северной, средней и южной тайги.

Подзона северной тайги представлена преимущественно еловыми лесами с примесью березы, осины, лиственницы в европейской части зоны и полидоминантными лесами (кедр, ель, пихта) – в Западной Сибири. К породам легкого гранулометрического состава приурочены сосновые леса. Наземный ярус представлен болотными кустарниками, мхами и лишайниками, травянистая растительность не развита. В этой подзоне формируются преимущественно глее-подзолистые и подзолисто-иллювиально-гумусовые почвы.

Подзона средней тайги характеризуется темнохвойными еловыми (на ЕТС) и полидоминантными зеленомошными и зеленомошно-кустарничковыми (в Западной Сибири) лесами, под пологом которых развивается сплошной моховой покров при почти полном отсутствии травянистой растительности. На пожарищах и вырубках произрастают вторичные леса, представленные сосной, березой, осинкой. На песчаных породах, как правило, развиты сосновые беломошниковые и зеленомошниковые боры. Почвенный покров состоит преимущественно из подзолистых почв.

Подзона южной тайги представлена темнохвойными лесами с примесью широколиственных пород (дуб, ясень, клен, липа) и смешанными широколиственно-темнохвойными лесами в европейской части зоны и хвойно-лиственными лесами, состоящими из кедра, ели, березы и осины, в Западной Сибири. Особенностью лесов этой подзоны является хорошо развитый травянистый покров. Здесь формируются преимущественно дерново-подзолистые почвы.

Подзолистые почвы, развитые в пределах Томского Приобья, приурочены к коренным растительным сообществам – кедровым и елово-кедровым лесам с моховым или кустарничково-моховым наземным покровом, дерново-подзолистые – к смешанным и мелколиственным лесам с мохово-разнотравным или разнотравно-злаковым наземным покровом.

5.2.2. Генезис и морфологическое строение подзолистых почв

Согласно традиционной точке зрения подзолистые почвы формируются путем оподзоливания, т.е. кислотного гидролиза первичных и вто-

ричных минералов в элювиальном (подзолистом) горизонте с выносом продуктов гидролиза в иллювиальный горизонт, а частично – в грунтовые воды и гидрографическую сеть. В наибольшей степени выносу подвергаются щелочи, щелочноземельные элементы и кремний (относительно накапливается лишь кварц) – они выносятся за пределы профиля; значительная часть освобождающихся соединений железа и алюминия осаждается в иллювиальном горизонте, обычно вместе с гумусовыми кислотами.

Механизм этого процесса разными авторами трактуется различно. К.К. Гедройц (1920) полагал, что главным агентом оподзоливания является водородный ион, который появляется либо в результате диссоциации воды, либо при диссоциации угольной кислоты при насыщении диоксидом углерода воды, просачивающейся через почву. Воздействуя на кристаллическую решетку минералов, водородный ион постепенно разрушает её, переводя в раствор соответствующие ионы. При этом образуются коллоидные золи SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , гуматов, пептизируемые водородным ионом и выносимые вниз по профилю. Ниже по профилю реакция почвы становится менее кислой, и золи коагулируют, давая начало иллювиальному горизонту.

Слабое место гипотезы К.К. Гедройца заключается в следующем:

1) источник свободного иона водорода – ни чистая вода, ни вода, насыщенная CO_2 при обычных условиях, не дают столь высокой концентрации водородного иона, которая необходима для гидролиза минералов и поддержания низкого рН среды;

2) пептизирующая роль иона водорода – как правило, он коагулирует коллоиды, а не наоборот.

А.А. Роде (1937) выдвинул гипотезу, согласно которой свободный ион водорода может появляться в среде в больших количествах в результате выделения корнями растений при обменном поглощении катионов в процессе минерального питания.

Н.П. Ремезов (1948) выдвинул гипотезу о соответствующей роли иона аммония, освобождающегося якобы в больших количествах в почве в процессе аммонификации и являющегося пептизирующим агентом в отношении коллоидных зольей. Однако эта гипотеза не может быть принята, так как если ион аммония и пептизирует коллоиды, то, во-первых, его нет в условиях сильнокислой среды подзолистых почв (он быстро уходит в процессе денитрификации или поглощается обменным комплексом), во-вторых, он не способен гидролизовать минералы.

Оригинальная концепция подзолообразования была предложена В.Р. Вильямсом (1947). Он считал, что оподзоливание – результат биохимических процессов. По мнению Вильямса, в лесной подстилке идет

грибной аэробный процесс разложения, продуктом которого является «креновая кислота», которая, воздействуя на минералы почвы при просачивании водных растворов, разрушает их и образует «кренаты» металлов. Продвигаясь вниз, «кренаты» постепенно встречают анаэробную зону и восстанавливаются в «апокренаты», которые нерастворимы и выпадают в осадок, образуя иллювиальный горизонт. Эта гипотеза хотя и не была подтверждена экспериментально, все же привлекла внимание ученых к самой роли органических продуктов микробных процессов в подзолообразовании. Наиболее полно этот подход был развит позднее В.В. Пономаревой.

Согласно исследованиям В.В. Пономаревой (1950, 1951, 1956, 1964), В.В. Пономаревой, Т.А. Плотниковой (1980), главными факторами в генезисе подзолистых почв являются следующие:

1) бедность растительного опада зольными элементами питания и азотом;

2) пониженные температуры и промывной водный режим;

3) особенность биохимических превращений растительных остатков, а именно: замедление микробной деятельности, преобладание грибного кислотообразующего разложения, консервация лесного опада в виде подстилки, продуцирование в подстилке и усиленное вымывание из нее в почву водорастворимых гумусовых кислот (преимущественно фульвокислот) и простых низкомолекулярных органических кислот неспецифической природы.

Продуцируемые в подстилке органические кислоты, попадая с просачивающимся раствором в лежащую под ней минеральную толщу, реагируют с составляющими ее первичными и вторичными минералами. При этом, во-первых, происходит разрушение, кислотный гидролиз минералов и мобилизация имеющихся в породе свободных полуторных оксидов, а во-вторых, имеет место осаждение сразу под подстилкой крупномолекулярных фракций гумусовых кислот, прежде всего бурых гуминовых кислот, связанных с полуторными оксидами, и в очень малой степени черных гуминовых кислот, связанных с кальцием. Так формируется гумусовый горизонт ОА, А или АЕ.

Более низкомолекулярные фракции органических кислот, включая ненасыщенные фульвокислоты, просачиваются ниже и формируют элювиальный (подзолистый) горизонт Е. Продукты разрушения минералов горизонтов А и Е выносятся вниз и осаждаются вместе с выносимыми сюда же в неразрушенном состоянии илистыми и пылеватыми частицами, формируя иллювиальный горизонт $V_{t,al}$. Весь почвенный профиль представляет собой своеобразную хроматографическую колонку, в которой органические органоминеральные и минеральные

компоненты фракционируются в соответствии со своей подвижностью, в основе ее лежат различная подвижность и агрессивность гумусовых кислот.

Описанный механизм образования подзолистых и дерново-подзолистых почв характерен для однородных суглинистых почв. На бедных песках в этих условиях образуется подзол, а на двучленных полах процесс идет более сложно, сочетаясь с псевдооглеением.

По данным В.В. Пономаревой, процесс разложения минералов под действием гумусовых кислот идет не только в подзолистом горизонте, но и во всем профиле, что также подтверждено А.А. Роде, причем главным остаточным продуктом разложения минералов является глинозем, а кремнезем, основания и частично железо выносятся за пределы профиля.

Таким образом, проблема подзолообразования является одной из самых дискуссионных. Большая часть ученых рассматривают подзолообразование как результат разрушения минералов, содержащихся в горизонте A_2 , агрессивными фульвокислотами. В соответствии с этими представлениями фильтрующиеся почвенные растворы выносят продукты разрушения из горизонта A_2 , который в результате этого обесцвечивается, в горизонт В, где происходит их осаждение. Противники этой гипотезы отмечают наличие в горизонте A_2 , как и во всем профиле, мелких обломков совершенно свежих минералов, в том числе и неустойчивых к выветриванию. Это указывает на то, что при подзолообразовании энергичного распада минералов не происходит.

Наряду с процессом оподзоливания в генезисе подзолистых почв принимают участие такие процессы, как *лессиваж* и *элювиально-глеевый процесс*. Сущностью лессиважа (обезыливания) является вынос илстых частиц вниз по профилю без их разрушения. Большинство зарубежных исследователей главную роль в дифференциации профиля подзолистых почв отводят именно процессу лессиважа.

С.П. Ярков (1954), И.С. Кауричев (1968), Ф.Р. Зайдельман (1974) считают причиной обесцвечивания горизонта A_2 не разрушение минералов и их вынос, а сезонное оглеение верхней части почвенного профиля (элювиально-глеевый процесс). В условиях избыточного поверхностного увлажнения оксиды трехвалентного железа переходят в подвижную форму двухвалентного железа и мигрируют вниз по профилю. Часть этих подвижных соединений остается в сфере горизонта A_2 и по мере поступления кислорода и изменения окислительно-восстановительной обстановки выпадает в осадок в виде мелких конкреций оксида. Такие процессы особенно характерны для почв северной тайги. В связи с сезонным переувлажнением большинство подзолистых почв в верхней части профиля слабо оглеено, особенно в пределах элювиаль-

ного горизонта Е над уплотненным иллювиальным горизонтом В, поскольку весной и осенью здесь имеет место застой воды и даже образование горизонта верховодки.

Таким образом, периодическое сезонное переувлажнение и слабая поверхностная глееватость, как правило, всегда сопровождают оподзоливание или являются его условием. Переменный окислительно-восстановительный режим приводит к чередованию мобилизации и иммобилизации свободных соединений железа и марганца, часто в виде органоминеральных соединений, их сегрегации в форме небольших ортштейнов, сгустков, точечных скоплений. Особенно много их в нижней части подзолистого горизонта Е.

Ф.Р. Зайдельман (1974) считает оподзоливание частным случаем процесса оглеения.

В подзолистых почвах (подтип дерново-подзолистые), формирующихся под лесами с наличием травянистого покрова, протекает *дерновый процесс*, приводящий к формированию более мощного гумусового горизонта, поскольку при разложении опада травянистых растений образуется больше гуминовых кислот.

Морфологическое строение профиля

Поскольку процесс оподзоливания развивается вниз от поверхности, затрагивая все большую толщу почвообразующей породы при просачивании агрессивных растворов, для него характерны языковатость, почечность нижней границы подзолистого горизонта и формирование переходного горизонта ЕВ.

Подзолистый горизонт (Е) отличается своеобразной плитчатой или листоватой структурой, формирующейся при чередовании зимнего промораживания и весеннего оттаивания насыщенного водой слоя. Подзолистый горизонт самый светлый в профиле, имеет белесую окраску разных тонов (белого, серого, палевого, буроватого). Разнообразие окраски определяется составом исходных почвообразующих пород и в наибольшей степени условиями увлажнения. Осветленность горизонта связана с относительно повышенным по сравнению с другими горизонтами содержанием кремнезема, преимущественно отмытых от оксидных пленок кварцевых зерен.

Иллювиальный текстурный горизонт (B_t) характеризуется бурой окраской, высокой плотностью, связанной с накоплением ила. В подзолах, развитых на легких почвообразующих породах, текстурный горизонт отсутствует, вместо него формируется иллювиально-железистый (B_f) или иллювиально-гумусовый (B_h) горизонт.

Подзолистые и дерново-подзолистые почвы Томского Приобья Западной Сибири имеют отчетливо дифференцированный по подзолисто-

му типу профиль. Мощность подстилки колеблется в пределах 3–6 см (в пирогенных вариантах лесов она почти отсутствует). Средняя мощность горизонта A_1 в дерново-подзолистых почвах составляет 12–18 см, в подзолистых – меньше. Окраска может быть различной в зависимости от интенсивности гумусонакопления. Подзолистый горизонт в суглинистых разновидностях часто содержит рудяковые зерна, однако они не обязательны: признаки кратковременного переувлажнения могут фиксироваться в виде охристых пятен. В иллювиальном текстурном горизонте суглинистых почв поверхности ореховатых или призмочувидных структурных отдельных покрыты глинистыми пленками, книзу светлеющими и расположенными преимущественно в почвенных порах. В почвах, сформированных на более легких или слоистых отложениях, горизонт В цементируется полуторными оксидами и илом, создающими общую коричневатую-бурую окраску, на фоне которой алюмо- и железисто-фульватные комплексы не выделяются по цвету. В почвообразующей породе повсеместно прослеживаются признаки глубинного оглеения, связанные с продолжительным промерзанием и длительным оттаиванием почв. Карбонаты свойственны почвообразующим породам тяжелого гранулометрического состава, иногда встречаются и в более легких породах, но на большей части территории – за пределами почвенного профиля.

5.2.3. Свойства подзолистых почв

Для подзолистых почв характерны следующие особенности:

- четко выраженная дифференциация на элювиальную и иллювиальную части с образованием осветленного подзолистого горизонта в верхней части профиля под маломощным гумусовым горизонтом и иллювиального бурого горизонта ниже по профилю;

- обеднение элювиальной части профиля физической глиной, илом, полуторными оксидами и соответствующее их накопление в иллювиальном горизонте; относительное (остаточное) обогащение элювиальных горизонтов SiO_2 ;

- малое содержание гумуса (2–3% в горизонте А и 0,5–1,0% в горизонте Е) и малый общий запас гумуса при преобладании в составе гумуса фульвокислот над гуминовыми ($C_{гк}:C_{фк}$ менее 1), а в составе гуминовых – бурых гуминовых кислот;

- высокая актуальная и потенциальная кислотность верхней части профиля, особенно у целинных почв под лесом. Для подзолов характерна сильная кислотность всего профиля, максимальная в подстилке и постепенно уменьшающаяся с глубиной; $pH_{(KCl)}$ верхних горизонтов не превышает 3,0–3,5, а $pH_{водн}$ 4,0–4,5;

– малая емкость катионного обмена (10–15 мг·экв/100 г в подзолистых почвах, 5–10 мг·экв/100 г – в подзолах) при низкой степени насыщенности основаниями (менее 50% в верхней части профиля);

– низкая обеспеченность элементами питания растений;

– неблагоприятные физические свойства суглинистых почв: наличие уплотненного иллювиального горизонта в средней части профиля и соответствующая дифференциация фильтрационных свойств по профилю, отсутствие агрономически ценной структуры (непрочная комковато-пылеватая в горизонте А, плитчато-пластинчатая в горизонте Е, призмовидная в горизонте В), большая плотность и малая порозность. В подзолах, отличающихся легким гранулометрическим составом, отмечаются высокая водопроницаемость и малая влагоемкость;

– высокое содержание подвижного алюминия, повышающего обменную кислотность почв и вызывающего токсикоз растений.

В наибольшей степени элювиальные горизонты обедняются Fe_2O_3 , MnO и Al_2O_3 , причем горизонт А дерново-подзолистых почв обеднен не в меньшей степени, чем горизонт Е. Таким образом, гумусовый горизонт подзолистых почв по своей природе также является оподзоленным, но лишь покрашен гумусом.

В западносибирских подзолистых почвах (в пределах Томского Приобья) дифференциация профиля по гранулометрическому составу, проявляющаяся в первую очередь в перераспределении илистой фракции, отчетливо прослеживается лишь в почвах, сформированных на однородных по гранулометрическому составу отложениях. Ниже приведены свойства подзолистых почв на примере собственно подзолистой почвы (разрез 3) и дерново-подзолистой со вторым гумусовым горизонтом (разрез 7), а также подзолов легкого и среднего гранулометрического состава (табл. 11, 12).

В подзолистой почве гранулометрический состав изменяется от супеси в горизонте A_2 до тяжелого суглинка в горизонте ВС. Элювиально-иллювиальная дифференциация профиля прослеживается четко, но в данном случае иллювиальный максимум наблюдается не в горизонте В, а в ВС, что связано с двучленностью почвообразующей породы.

В дерново-подзолистой почве выделяется второй гумусовый горизонт, весьма широко распространенный в почвах Томского Приобья. Реакция среды кислая.

В отличие от аналогичных почв европейской территории России, подзолы алюмо-железисто-гумусовые Томского Приобья более гумусированы, гумус их обладает высокой подвижностью, что часто отражается на мощности горизонта В. В составе почвенного поглощающего комплекса поглощенного алюминия всегда больше, чем поглощенного во-

Таблица 11. Физико-химические и химические свойства подзолистых суглинистых почв Томского Приобья

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	рН солев	Сумма поглощенных оснований	Гидрол. кислот- ность	Степень насыщ. основа- ниями, %	Содержание фракций, %		Валовые, %	
			мг-экв/100 г (по Каппену)			<0,001	<0,01	SiO ₂	R ₂ O ₃
Подзолистая (разрез 3)									
A ₂ 3–11	2,06	3,7	9,6	8,1	54	13,0	24,1	78,71	12,40
A ₂ 14–24	1,46	3,8	8,4	6,3	57	10,8	18,5	78,68	12,44
A ₂ B30–40	0,72	3,7	12,7	6,3	62	17,2	31,9	78,02	15,91
A ₂ B50–60	0,70	3,8	18,2	5,9	74	19,4	34,5	72,05	15,93
B1 69–79	0,55	3,9	23,2	5,8	80	17,9	34,4	70,43	20,30
B2 85–95	0,30	4,1	24,8	5,2	82	27,9	42,9	70,52	24,64
BC 130–140	Не опр.	4,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	31,5	47,0	69,00	17,49
C _{Фег} 170–180	--/--	4,6	--/--	--/--	--/--	23,7	41,4	68,80	16,21
Слабодерново-подзолистая со вторым гумусовым горизонтом (разрез 7)									
A ₁ 5–13	4,00	3,6	13,2	12,1	52	22,6	37,1	74,30	14,31
A ₂ 15–25	2,06	3,7	10,5	10,1	50	18,6	26,6	74,34	12,20
A ₂ 32–42	1,03	3,7	11,9	10,6	58	16,5	26,0	74,42	16,42
A ₂ B _п 43–53	2,04	3,8	14,9	10,5	59	18,8	24,9	73,20	16,93
B ₁ 55–65	0,95	3,9	20,2	8,0	72	30,2	40,9	72,70	17,00
B ₁ 70–80	0,24	4,1	20,4	5,7	78	28,0	41,0	70,10	19,64
B ₁ 85–95	0,19	4,0	21,5	4,3	83	26,8	40,8	70,41	20,51
BC 133–143	Не опр.	4,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	28,9	36,4	71,73	20,55
C _{Фег} 200–210	--/--	4,4	--/--	--/--	--/--	24,6	31,6	73,03	17,40

дорода. Почвы бедны подвижным фосфором (0,9–2,6 мг/100 г почвы) и калием (1,7–5,4 мг/100 г). Иллювиальные горизонты выделяются повышенным содержанием подвижного железа по Тамму (0,37–0,25%), меньшей кислотностью. Большое накопление гумуса по сравнению с горизонтом А₂ характерно для этих горизонтов, но не обязательно. Основным процессом в рассматриваемых почвах является иллювиально-железисто-гумусовое оподзоливание, которое сопровождается появлением красящих пленок на поверхности песчаных частиц в сфере горизонта В.

Таблица 12. Основные физико-химические и химические свойства подзолов
Томского Приобья

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	рН солев	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г (по Соколову)		Сумма поглощ. основа- ний	Гидрол. кис- лот- ность	Степень насыщ. основа- ниями, %
			Н ⁺	Al ³⁺			
Разрез 60 – подзол алюмо-железисто-гумусовый супесчаный (Герасько, Пашнева, 1980)							
А ₀ 0–5	63,50*	3,7	3,63	5,80	Не опр.	82,2	–
А ₂ 5–12	1,33	3,8	0,11	3,62	4,2	6,0	41
В 16–26	0,84	4,4	0,04	1,44	4,8	3,6	57
BC 35–45	0,26	4,4	Нет	4,73	5,0	5,2	49
С 83–88	–	4,1	0,07	1,19	7,3	1,7	81
С118–127 (орзанд)	–	4,3	0,07	0,61	12,1	1,7	87
С _г 170–180	–	5,0	Нет	0,11	7,0	0,4	94
Разрез 69 – подзол алюмо-железисто-гумусовый песчаный (Герасько, Пашнева, 1980)							
А ₀ 0–6	61,80*	3,5	3,28	65,46	Не опр.	75,3	–
А ₂ 6–17	0,23	3,6	0,07	0,91	5,7	3,2	64
В ₁ 18–28	1,06	4,5	0,04	1,19	4,0	3,8	51
В ₁ 29–39	0,26	4,6	0,04	0,87	4,2	2,2	65
В ₂ 47–57	0,12	4,5	0,04	0,98	5,2	2,1	71
BC 96–106	–	4,4	0,04	0,87	6,9	2,9	64
С 173–183	–	4,9	0,04	0,11	–	–	–
Разрез 123 – подзол остаточно-карбонатный суглинистый (Герасько, Пологова, 1975)							
А ₂ 8–16	4,33	3,4	0,3	4,8	6,4	17,1	27
А ₂ 16–24	2,30	3,7	0,1	2,9	5,8	7,9	40
А2В ₁ 25–36	2,01	3,7	0,1	3,3	14,3	7,9	64
В ₁ 43–53	2,32	3,8	0,0	1,2	18,2	6,6	72
В ₂ 62–72	1,10	4,0	0,1	0,8	23,9	5,4	80
В ₂ 76–86	0,82	4,3	0,1	0,4	26,0	4,6	84
С _г 167–177	Не опр.	Не опр.	Нет	Нет	Не опр.	–	100

* Потери при прокаливании.

Таблица 13. Групповой и фракционный состав гумуса подзолистых почв Западной Сибири

Горизонт, глубина, см	C _{общ} , %	Гуминовые кислоты, % к C _{общ}				Фульвокислоты, % к C _{общ}					Негидрол. остаток, % к C _{общ}	C _{гк} :C _{фк}
		1	2	3	Сумма	1а	1	2	3	Сумма		
Дерново-подзолистая остаточно-карбонатная почва со вторым гумусовым горизонтом (Томская область)												
A _d 0–10	2,67	6,37	4,12	5,99	16,51	1,49	5,99	11,98	0,75	20,21	63,28	0,82
A ₁ A ₂ 12–22	1,58	6,96	4,43	2,53	13,92	3,16	4,43	11,39	5,69	24,67	61,41	0,56
A _{2h} 23–33	1,42	5,63	9,86	9,15	24,64	1,41	4,22	10,56	5,63	21,82	53,54	1,13
B _h 38–48	0,67	0,00	10,45	8,95	19,40	1,49	5,97	8,95	1,49	17,90	62,70	1,08
B ₁ 50–60	0,39	0,00	10,59	0,00	10,59	2,13	6,83	10,09	15,55	34,60	54,81	0,31
B ₁ 71–81	0,21	0,00	0,53	0,00	0,53	10,07	6,15	15,28	17,05	48,55	50,92	0,01
BC _{Ca} 85–95	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	16,66	5,55	16,66	16,66	55,53	44,47	0,00
BC _{Ca,g} 140–150	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	17,65	5,88	11,76	17,65	52,94	47,06	0,00
Подзолистая почва (Томская область)												
A _d 0–4	0,99	12,12	7,07	4,65	23,84	6,77	8,38	14,85	4,55	34,55	41,61	0,69
A ₁ A ₂ 4–9	0,84	11,90	7,14	4,05	23,09	5,12	10,35	14,54	6,43	36,54	40,37	0,63
A ₂ 9–19	0,45	13,33	8,89	4,89	27,11	12,00	11,33	18,67	7,78	49,78	23,11	0,54
A ₂ B 19–25	0,35	8,57	6,00	4,00	18,57	12,28	13,43	16,28	3,43	45,42	36,01	0,41
A ₂ B 25–35	0,30	6,00	12,00	4,28	22,28	14,33	13,00	15,33	10,00	52,66	25,06	0,42
B ₁ 36–46	0,22	7,27	10,91	6,63	24,81	17,73	14,73	15,91	7,73	53,10	19,09	0,44
B ₂ 58–68	0,14	0,00	10,00	0,00	10,00	19,28	13,57	15,14	17,14	65,13	24,87	0,15
BC 80–90	0,14	0,00	13,86	0,00	12,86	20,71	14,28	14,14	10,71	59,85	27,29	0,21

В составе гумуса подзолистых почв преобладают фульвокислоты, отношение $C_{гк}:C_{фк}$ существенно меньше 1. Преобладающей фракцией гуминовых кислот является первая, представленная бурыми гуминовыми кислотами (ГК), свободными и непрочно связанными с полуторными оксидами (табл. 13).

Для всех западносибирских почв подзолистого ряда характерны следующие основные черты:

- 1) повсеместная заторможенность и некомпенсированность биологического круговорота вещества как результат современной биоклиматической обстановки;
- 2) глубинная глееватость;
- 3) подвижность гумуса и его фульватный состав;
- 4) слабое современное гумусонакопление и присутствие в большинстве почв тяжелого гранулометрического состава остаточных гумусовых аккумуляций.

5.2.4. Классификация подзолистых почв

В типе подзолистых почв выделяются три «зональных» подтипа:

- 1) глее-подзолистые (развиты преимущественно в северной тайге);
- 2) подзолистые (формируются главным образом в средней тайге);
- 3) дерново-подзолистые (в южной тайге).

Роды:

1. Обычные – почвы с наиболее ярко выраженными подтиповыми признаками.

2. Остаточно-карбонатные – образуются на карбонатных породах, вскипают от 10%-ной HCl в горизонте В или С.

3. Контактно-глееватые – формируются на двучленных породах.

4. Иллювиально-железистые – развиваются на песчаных породах, горизонт В имеет ярко-охристую окраску в связи с накоплением несилкатных форм железа.

5. Иллювиально-гумусовые – образуются на песчаных породах, верхняя часть иллювиального горизонта характеризуется коричневой, темно-коричневой, а иногда и черной окраской, обусловленной накоплением органоминеральных соединений.

6. Слабодифференцированные – развиваются на сухих рыхлых песчаных отложениях и имеют слабо выраженные типовые признаки.

Виды подзолистых почв выделяют по степени и глубине оподзоленности, для этого используются следующие критерии:

- 1) по степени выраженности подзолистого горизонта Е:
 - слабоподзолистые – пятнами, комковатый, серый;
 - среднеподзолистые – сплошной, плитчатый, белесо-серый;

– сильноподзолистые – сплошной, листоватый, мучнистый, белесый;

2) по глубине нижней границы подзолистого горизонта E:

– поверхностно-подзолистые – менее 10 см;

– мелкоподзолистые – 10–20 см;

– неглубокоподзолистые – 20–30 см;

– глубокоподзолистые – более 30 см.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), подзолистые почвы выделяют в створе постлитогенных, отделе текстурно-дифференцированных почв, на уровне следующих типов:

1) подзолистые (подтипы: типичные, грубогумусовые, перегнойные, с микропрофилем подзола, палево-подзолистые, глее-подзолистые, контактно-осветленные, глееватые, языковатые, турбированные);

2) дерново-подзолистые (подтипы: типичные, с микропрофилем подзола, дерново-палево-подзолистые, контактно-осветленные, языковатые, сегрегационно-отбеленные (подбелы светлые), со вторым гумусовым горизонтом, глееватые, турбированные).

Использование. В естественном состоянии подзолистые почвы мало плодородны для сельскохозяйственных культур, их плодородие лимитируется комплексом неблагоприятных и химических, и физических свойств. Если не применяются специальные меры по их окультуриванию, то при распашке и освоении свойства почв не улучшаются, при интенсивном окультуривании и соответствующей агротехнологии эти почвы способны давать высокие урожаи при благоприятных погодных условиях.

Для повышения и поддержания на высоком уровне плодородия пахотных почв, для их окультуривания рекомендуются следующие мероприятия:

– создание глубокого (25–30 см), рыхлого (с плотностью 1,1–1,2 г/см³), высокогумусированного (3–5% гумуса), слабокислого ($pH_{водн}$ 6–7, $pH_{(KCl)}$ 5,5–6) или даже нейтрального пахотного слоя, что достигается постепенным углублением при внесении больших доз органических удобрений и известковании;

– систематическое внесение минеральных азотных, фосфорных и калийных удобрений;

– периодическое глубокое рыхление (шелевание, кротование и т.п.) подпахотных горизонтов для предупреждения внутрпочвенного переувлажнения и обеспечения свободного дренажа;

– регулирование водного режима путем сброса избытка поверхностных вод весной мелким поверхностным дренажем или бороздованием и умеренного полива дождеванием в периоды летних засух.

6. СЕРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ

Распространение. Серые лесные почвы широко распространены в Евразии (в том числе в России), Северной Америке (США, Канада). Лесостепная зона, в пределах которой формируются серые лесные почвы, граничит на севере с подзоной южной тайги, на юге – с зоной степей. Таким образом, она представляет собой переходную полосу между лесом и степью, где участки леса чередуются с участками луговой степи. Лесостепная зона простирается сплошной полосой с запада на восток от бассейна Прута и Днестра, через Европейскую и Западно-Сибирскую равнины до Салаирского кряжа, далее на восток в связи с горным рельефом она утрачивает свою монолитность и приобретает островной характер. Острова лесостепи, приуроченные к межгорным впадинам и речным долинам, проникают до восточного Забайкалья.

Серые лесные почвы на севере своего распространения контактируют с дерново-подзолистыми почвами, на юге – с черноземами, они довольно широко распространены в условиях Томского Приобья в подтаежной подзоне.

Структура почвенного покрова лесостепной зоны довольно сложна. Наряду с серыми лесными почвами здесь формируются черноземы, лугово-черноземные почвы, солоды, солонцы и другие почвы.

6.1. Условия почвообразования в лесостепной зоне

Климат лесостепной зоны относится к умеренно континентальному, с прохладным влажным летом в северной части и теплым на юге. Характерной особенностью климата является примерно равное соотношение осадков и испаряемости. Тип водного режима периодически промывной. Промачивание почвенного профиля до грунтовых вод (не ежегодно) происходит главным образом весной в период снеготаяния, осенние осадки увлажняют слой почвы до глубины 50 см. По обеспеченности влагой западные провинции относятся к влажным, а восточные – к полувлажным. Континентальность кли-

мата нарастает к востоку зоны, в этом же направлении уменьшается общая обеспеченность теплом, зима становится холодной, вегетационный период короче. Средняя температура января изменяется от $-4, -8$ °С в Украинской провинции до $-18, -25$ °С в Приалтайской; средняя температура июля – от $19,5-20$ °С в Украинской до $17,5-18,5$ °С в Приалтайской. Длина вегетационного периода составляет $155-159$ дней на Украине, $144-155$ дней в Среднерусской провинции и уменьшается к востоку до $95-120$ дней в Западной Сибири. Сумма температур выше 10 °С изменяется от $2200-2600$ °С в западной части зоны до $1400-1800$ °С на востоке. Большее количество осадков выпадает на западе ($550-700$ мм в год, коэффициент увлажнения (K_y) $1,2$ – в Украинской провинции) и уменьшается к востоку зоны ($380-420$ мм, $K_y = 1,0$ – в Западно-Сибирской провинции и $360-450$ мм, $K_y = 0,77-1,0$ – в Приалтайской провинции).

Рельеф и почвообразующие породы. В европейской части зоны рельеф волнистый, сильно и глубоко расчлененный эрозией. Платообразные и слабовыпуклые водораздельные пространства изрезаны глубокими оврагами и балками. Овраги в большинстве случаев имеют крутые склоны, ветвистый характер, врезаются на глубину $15-20$ м в толщу пород и тянутся на несколько километров в глубь водораздельных территорий. Приовражные склоны подвержены эрозионным процессам. Территория зоны здесь простирается в пределах Волыно-Подольской, Среднерусской, Приволжской возвышенностей, Пермского и Уфимского плато.

На западе европейской части зоны преобладающими породами являются лессы и лессовидные суглинки, в Среднерусской провинции – покровные суглинки и местами морена. В отдельных районах серые лесные почвы развиты на элювиально-иллювиальных продуктах выветривания коренных пород.

Западно-Сибирская провинция характеризуется равнинным рельефом со слабодренированными междуречьями. Среди почвообразующих пород преобладают лессовидные суглинки и глины. В условиях Томского Приобья серые лесные почвы приурочены к повышенным водораздельным равнинам Томь-Яйского, Яя-Кийского, Томь-Чулымского, Томь-Обского, Обь-Чайского междуречий, а также к пологим выровненным террасам рр. Оби, Чулыма, Томи, сложенным супесчано-суглинистыми аллювиальными отложениями. Глубина грунтовых вод, как правило, ниже 10 м.

Восточная часть зоны (Приалтайская, Западно- и Восточно-Присяянские провинции) более расчленена и дренирована. Рельеф

полого-увалистый, широко развит бугристый микро- и мезорельеф в межгорных котловинах (Красноярская, Канская лесостепь). Почвообразующие породы состоят в основном из четвертичных лессовидных суглинков и глин.

Растительность лесостепной зоны представлена травянистыми лесами, чередующимися с безлесными участками луговых степей, которые большей частью распаханы. В европейской части страны ландшафтная зона лесостепи представлена дубовыми лесами с примесью липы, клена, ясеня. Далее к востоку в лесах заметное место занимает береза, часто с примесью хвойных пород (пихта, сосна). В Западно-Сибирской провинции преобладают березовые травянистые леса с примесью осины. На востоке зоны распространены березово-осиновые и сосново-березовые леса с примесью лиственницы. Травянистая растительность лесов разнообразна и обильна.

В северной части лесостепной зоны леса выходят на водораздельные пространства и составляют крупные массивы, в южной части они тяготеют к коренным берегам рек и на водоразделах встречаются только в виде небольших островов.

Лиственные леса, произрастающие на серых лесных почвах, имеют общую биомассу в среднем от 1000 до 5000 ц/га в зависимости от возраста. Зеленая часть составляет всего 2–4%, а корни 15–40% от всей биомассы. С лесным опадом ежегодно поступает от 20 до 300 ц/га сухого вещества, включающего от 50 до 700 кг/га зольных элементов. В листьях зольность составляет 5–8%. Азота в листьях 1–3%. Сумма Са, К, Р и S колеблется от 70 до 90% от всей массы золы. Богатство лиственного опада азотом, составляющим 50–90 кг/га, и кальцием (70–100 кг/га) создает условия для значительной интенсивности его разложения с образованием группы гуминовых кислот. Однако оснований для полной нейтрализации кислых продуктов разложения органических остатков все же оказывается недостаточно. В результате сохраняется кислая и слабокислая реакция почвы (рН 5,8–6,8). В целом под лиственными лесами потребление и возврат зольных элементов и азота оказываются в 2,5–3 раза выше, чем в хвойных лесах.

Основные площади степных участков в настоящее время распаханы.

6.2. Генезис серых лесных почв

Изучение генезиса серых лесных почв связано с именами В.В. Докучаева, С.И. Коржинского, И.В. Тюрина, В.Р. Вильямса, В.И. Талиева и других ученых. Вопрос о генезисе серых лесных почв до настоящего времени остается дискуссионным. Противоречивость научных концепций определяется переходным положением серых лесных почв между зонами подзолистых и черноземных почв, их совместным распространением с черноземами в лесостепи, а также большими провинциальными и фаціальными различиями.

В.В. Докучаев рассматривал серые лесные почвы как самостоятельный тип почв, формирование которых происходит под широколиственными травянистыми лесами в условиях лесостепной зоны. Светло-серые и серые лесные почвы в большей мере претерпевали воздействие лесной растительности и в меньшей – травянистой, тогда как темно-серые образовались под ослабленным влиянием леса и при более интенсивном воздействии травянистой растительности.

С.И. Коржинский, изучая серые лесные почвы в Приуралье и Заволжье в пределах северной границы черноземов, пришел к выводу, что эти почвы, находящиеся под широколиственными лесами в черноземной степи, представляют собой деградированный чернозем. Он полагал, что весь ряд почв от черноземных до подзолистых – это лишь последовательные стадии процесса деградации черноземов в результате изменения границы между лесом и степью и поселения леса на черноземе. Последнее приводит к развитию подзолистого процесса и деградации, выражающейся в постепенном разрушении гумуса и структуры.

В.И. Талиев высказал противоположную точку зрения, полагая, что серые лесные почвы могут формироваться в результате проградации дерново-подзолистых почв. Эту точку зрения поддерживал и П.Н. Крылов, считая, что серые лесные почвы возникают из дерново-подзолистых при смене таежно-лесной растительности на широколиственные леса и лугово-степную растительность.

В.Р. Вильямс рассматривал серые лесные почвы как результат природного сочетания дернового и подзолистого процессов в лесостепной зоне.

И.В. Тюрин показал, что разные серые лесные почвы прошли различный эволюционный путь: в одних случаях это первично-лесные почвы, в других – деградированные черноземы, в третьих – проградированные дерново-подзолистые почвы. Известно, что на

протяжении голоценового периода граница между лесами и степью неоднократно меняла свое положение, то поднимаясь к северу, то опускаясь на юг, что могло вызывать процессы проградации (в северных районах лесостепной зоны) и деградации (в южных районах лесостепи) почв. Кроме этого, следует иметь в виду, что в пределах европейской части России и в Западной Сибири встречаются серые лесные почвы, приуроченные к обширным аллювиальным равнинам, поэтому их возникновение может быть связано с эволюцией луговых и лугово-черноземных почв (Ковда, 1965).

Б.П. Ахтырцев (1968) рассматривал вопрос о формировании серых лесных почв с позиции проявления основных элементарных почвенных процессов. По его мнению, они формируются под влиянием таких процессов, как:

- поступление органических остатков в почву;
- гумусонакопление и связанная с ним биогенная аккумуляция зольных веществ;
- выщелачивание карбонатов и легкорастворимых солей;
- миграция гумусовых веществ и продуктов распада минералов в форме металлорганических и оксидных соединений,
- лессиваж;
- оглинивание.

Таким образом, основными почвообразовательными процессами в серых лесных почвах являются дерновый, оподзоливание и лессиваж. Подзолистый процесс в лесостепной зоне протекает в более слабой форме, чем в таежно-лесной, а для дернового процесса создаются лучшие условия. Это связано с характером биологического круговорота веществ и условиями гумификации на фоне ослабленного промывного режима. Под травянистыми лесами ежегодно в почву и на ее поверхность поступает большая масса опада, богатого азотом и основаниями, особенно кальцием. Отсутствие или слабое проявление сезонного анаэробизиса и лучший тепловой режим усиливают разложение богатой основаниями и азотом отмирающей растительности. Образуются более сложные гумусовые вещества с большим содержанием гуминовых кислот. Значительная часть кислот нейтрализуется основаниями опада, поэтому процессы разрушения почвенных минералов выражены слабее, чем в таежно-лесной зоне. Все это способствует накоплению в почве гумуса.

Формирование элювиального и иллювиального горизонтов серых лесных почв, согласно Б.П. Ахтырцеву, в наибольшей степени связано с процессом лессиважа, следствием которого является обез-

вливание верхних горизонтов. Это подтверждается однородностью валового химического и минералогического состава илистой фракции по всем горизонтам почвенного профиля. В составе присыпки в горизонтах А и АЕ резко преобладают тонкодисперсный кварц и полевые шпаты, аморфный кремнезем почти полностью отсутствует.

6.3. Морфологическое строение профиля и свойства серых лесных почв

Профиль серых лесных почв состоит из следующих горизонтов: О–А–АЕ–ЕВ–В_{1г}–В_{2г}–ВС–С. В качестве примера ниже приводится морфологическое описание серой лесной почвы, сформированной в дубовом лесу.

О – лесная подстилка мощностью до 5 см, состоящая из остатков листьев дуба и травянистой растительности разной степени разложённости.

А – гумусовый горизонт, окраска которого меняется в зависимости от подтипа почвы от светло-серой до темно-серой, густо пронизан корнями древесной и травянистой растительности, имеет поршисто-зернисто-комковатую структуру.

АЕ – переходный гумусо-элювиальный горизонт светло-серой с буроватыми пятнами окраски, с хорошей горизонтальной делимостью на плитки, распадающиеся на комковато-плитчатые отдельности, местами плитчато-чешуйчатый; характерна белесая присыпка по всему горизонту. В темно-серых лесных почвах этот горизонт может отсутствовать.

ЕВ – переходный элювиально-иллювиальный горизонт, неоднородно окрашен: серовато-бурый или коричнево-бурый с более темными пятнами, характерна ореховатая структура с белесой кремнеземистой присыпкой по граням отдельностей.

В_{1г} – иллювиальный горизонт серовато-бурого или коричнево-бурого цвета с более темными пятнами, четкой крупноореховатой структуры, с белесой присыпкой и темно-коричневыми глянцевыми пленками и корочками по граням отдельностей.

В_{2г} – иллювиальный горизонт, светлее предыдущего, на буром фоне темные пятна и вертикальные затеки гумуса, четкой призматической структуры с глянцевыми корочками и натеками по граням структурных отдельностей, плотный, связный.

BC – переходный к материнской породе горизонт желто-бурой окраски с глубокими бледными прокрасками гумусом, имеет комковато-глыбисто-призмовидную структуру, сильно уплотнен, с глубины 200 см возможны скопления карбонатов в виде журавчиков и трубковидных натеков по ходам древесных корней.

C_{ca} – материнская порода: буровато-желтый суглинок, иногда с сизыми пятнами оглеения, плотный, крупноглыбисто-комковатый, пористый, с карбонатными новообразованиями.

Светло-серые лесные почвы имеют некоторое отличие от типичных серых лесных почв в морфологическом строении, выраженное в более светлых тонах гумусового и оподзоленного переходного горизонта. Более обильна белесая присыпка по всему профилю.

Профиль темно-серой лесной почвы отличается от серой большей мощностью гумусового горизонта, более интенсивной его окраской и менее выраженной дифференциацией профиля по элювиально-иллювиальному типу. Переходный горизонт АЕ может отсутствовать. В профиле меньше белесой присыпки.

В профиле серых лесных почв четко выражена дифференциация распределения гранулометрических фракций по вертикали. Наблюдается активный вынос ила (и физической глины в целом) из горизонтов А, АЕ и ЕВ и накопление его в иллювиальном горизонте В₁ и иногда в нижележащих горизонтах.

Серые лесные почвы Томского Приобья характеризуются некоторыми специфическими особенностями. Практически всем почвам присущи черты глубинного оглеения, связанного с глубоким промерзанием и длительным оттаиванием. Суммарная мощность горизонтов А+А₁А₂ составляет 40–50 см, окраска их неоднородная. Отчетливо выделяется горизонт А₂В комковато-ореховатой структуры с обилием кремнеземистой присыпки по граням структурных отдельностей. Иллювиальный горизонт четко выражен морфологически по структуре и плотности, а также по распределению физической глины и ила. Серые лесные почвы террас формируются на породах облегченного гранулометрического состава и, как правило, не вскипают, а на водораздельных равнинах карбонаты появляются с глубины 120–130 см. По гранулометрическому составу преобладают среднесуглинистые крупно-пылевато-песчаные или песчано-крупнопылеватые.

Свойства серых лесных почв. В профиле серых лесных почв отмечается отчетливая дифференциация валового химического состава по элювиально-иллювиальному типу. Гумусовый А₁ и элювиаль-

ный АЕ (A_1A_2) горизонты, особенно светло-серых почв, обеднены оксидами железа и алюминия и имеют относительное накопление кремнезема. В иллювиальном горизонте B_1 во всех подтипах серых лесных почв отмечается накопление оксидов железа и алюминия и снижение содержания кремнезема. В распределении механических элементов по профилю видна четкая закономерность: верхние горизонты по сравнению с породой обеднены илистой фракцией. Такая закономерность связана как с оподзоливанием, так и с проявлением лессиважа. Кроме этого, в иллювиальном горизонте отмечается некоторое развитие процесса оглинения. Минералогический состав илистой фракции представлен аморфными соединениями SiO_2 , R_2O_3 и глинистыми минералами (гидрослюдами, вермикулитом, монтмориллонитом и хлоритом).

Содержание гумуса в горизонте А светло-серых лесных почв составляет 1,5–3% в западных провинциях и до 4–5% в восточных, в серых – соответственно от 3–4 до 6%, в темно-серых – от 4–5 до 6–9%. В составе гумуса светло-серых почв преобладают фульвокислоты, в серых – доли гуминовых и фульвокислот примерно одинаковы, а в темно-серых гуминовых кислот больше. Содержание азота колеблется от 0,10 до 0,25% в светло-серых почвах, от 0,15 до 0,30% в серых и составляет 0,20–0,40% в темно-серых.

Емкость поглощения в гумусовом горизонте светло-серых почв суглинистых разновидностей составляет 14–18 мг·экв/100 г и возрастает в иллювиальном горизонте в связи с обогащением его илистой фракцией. Реакция среды кислая (рН солевой вытяжки составляет 4,3–4,5).

Серые лесные почвы характеризуются некоторой ненасыщенностью основаниями, хотя и в меньшей степени, чем светло-серые. Емкость поглощения в них выше и составляет 18–30 мг·экв/100 г. Почвы менее кислые, чем светло-серые (рН солевой вытяжки 4,6–5,2).

Физико-химические свойства темно-серых почв более благоприятны. Емкость поглощения в верхнем горизонте достигает 35–45 мг·экв/100 г, что связано с большей гумусированностью и меньшим обеднением илом. Для них характерны более высокая насыщенность основаниями ($V=80–90\%$), слабокислая реакция солевой вытяжки (рН 5,2–6,4). Гидролитическая кислотность в типе серых лесных почв обычно составляет 2–5 мг·экв/100 г почвы.

В табл. 14 приводится химическая и физико-химическая характеристика серых лесных почв подтайги Томского Приобья.

Таблица 14. Химические и физико-химические свойства серых лесных почв Томского Приобья

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	Валовые		Подвижные			pH солев	Поглощенные катионы			Гидрол. кисл-ть, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщ. основ., %
		N	P	N	P	K		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма Ca ²⁺ +Mg ²⁺		
		%		мг/100 г				мг-экв/100 г почвы				
Светло-серая лесная глубинно-глебоватая среднесуглинистая (разрез 3)												
A _{max} 0–35	2,82	0,24	0,33	11,76	He опр.	He опр.	4,70	11,60	18,00	29,60	7,00	81
A ₁ A ₂ 29–36	1,72	0,16	0,33	7,28	--/--	--/--	4,20	6,40	10,11	16,40	6,13	73
A ₂ B 36–46	0,71	0,17	0,29	6,72	--/--	--/--	4,05	6,00	10,00	16,00	6,13	72
A ₂ B 51–61	0,69	0,11	0,29	6,72	--/--	--/--	4,10	6,00	10,00	16,00	5,91	73
B ₁ 75–85	0,60	0,06	0,28	7,84	--/--	--/--	4,10	8,40	13,00	21,40	5,69	79
B ₂ 104–114	0,34	0,10	0,29	7,05	--/--	--/--	4,20	14,40	23,60	38,00	5,04	88
BC _g 135–145	0,43	0,06	0,23	5,93	--/--	--/--	4,30	15,20	24,00	39,20	4,38	90
C _g 163–173	0,52	0,12	0,20	2,80	--/--	--/--	4,40	16,00	24,00	40,00	3,94	91
Серая лесная среднемошная тяжелосуглинистая (разрез 247)												
A _{max} 0–21	5,56	0,37	0,28	10,38	14,93	9,78	6,00	26,36	5,35	31,71	5,62	85
A ₁ A ₂ 27–37	3,43	0,19	0,28	10,38	18,02	8,24	5,60	20,80	5,35	26,15	4,39	86
A ₂ B 50–60	1,62	0,15	0,17	10,28	28,56	9,18	5,50	19,38	5,30	24,68	1,74	94

B ₁ 90–100	0,53	0,11	0,17	6,63	35,70	16,01	5,80	24,07	2,24	26,31	0,42	98
Серая лесная среднемощная среднесуглинистая (разрез 7–77)												
A ₁ 0–10	5,33	0,32	0,24	8,60	11,00	15,30	5,80	19,10	6,30	25,40	5,83	82
A ₁ A ₂ 15–25	3,15	0,29	0,22	8,04	15,00	16,00	5,60	17,40	7,30	24,70	5,98	81
A ₂ B 30–40	2,05	0,12	0,22	6,92	15,50	16,20	5,40	17,20	4,00	21,20	3,39	88
A ₂ B 50–60	1,17	0,06	0,19	6,48	16,00	14,50	5,40	14,80	4,80	19,60	2,55	90
B _i 90–100	0,48	0,04	0,17	3,60	16,50	15,60	5,50	15,00	5,20	20,20	2,11	92
BC 120–130	0,17	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	5,60	16,70	4,70	21,40	2,05	91
Темно-серая лесная среднесуглинистая (разрез 4Л-05)												
A ₁ 3–13	6,03	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	5,90	30,0	3,30	33,30	6,56	84
A ₁ 18–28	4,87	–/–	–/–	–/–	–/–	–/–	5,50	26,0	2,20	28,20	9,45	75
A ₁ A ₂ 30–40	2,52	–/–	–/–	–/–	–/–	–/–	4,90	22,10	1,00	23,10	9,01	72
A ₂ B 42–52	0,76	–/–	–/–	–/–	–/–	–/–	5,10	18,30	1,80	20,10	5,25	79
B _i 60–70	0,90	–/–	–/–	–/–	–/–	–/–	5,30	20,10	1,40	21,50	4,46	83
BC 125–135	He опр.	–/–	–/–	–/–	–/–	–/–	6,0	20,70	1,10	21,80	2,89	88
C 170–180	–/–	–/–	–/–	–/–	–/–	–/–	6,1	23,00	0,60	23,60	3,23	88

6.4. Классификация и диагностика серых лесных почв

В типе серых лесных почв выделяются три *подтипа*: светло-серые, серые и темно-серые.

В основе этого разделения лежат различия в морфологическом строении профиля, а также в содержании и составе гумуса, что обусловлено различной интенсивностью основных почвообразующих процессов.

Светло-серые лесные почвы отличаются наибольшей оподзоленностью и наименьшей мощностью гумусового горизонта. По диагностическим признакам они близки к дерново-подзолистым почвам. Горизонт A_1 имеет светло-серую окраску, мощность 15–20 см и меньше. Для горизонта A_1A_2 (AE) характерны четкие признаки оподзоленности в виде ясного белесоватого оттенка, чешуйчатой, пластинчатой, а иногда плитчато-ореховатой структуры с обильной белесой присыпкой. Горизонт A_2B (EB) комковато-ореховатый или ореховатый с белесой присыпкой, постепенно переходит в горизонт B_t с наличием присыпки и буровато-коричневыми примазками по граням агрегатов ореховато-призматической структуры. Постепенно иллювиальный горизонт переходит в породу C, где в конце второго метра встречаются карбонаты в виде псевдомицелия.

Серые лесные почвы характеризуются более интенсивным развитием дернового процесса и ослаблением подзолистого по сравнению со светло-серыми. Они отличаются более темной окраской горизонтов A_1 и A_1A_2 , повышенной мощностью горизонта A_1 (до 25–30 см), комковато-мелкоореховатой структурой в горизонте A_1A_2 . Горизонт A_2B может отсутствовать, горизонт B_t имеет те же признаки, что и в светло-серых почвах.

Темно-серые лесные почвы. Гумусовый горизонт A_1 у них более мощный и более темный, чем у предыдущих подтипов. Структура его комковатая. Горизонт A_1A_2 довольно интенсивно прокрашен гумусом, часто имеет комковато-ореховатую структуру с белесой присыпкой. Иллювиальный горизонт выделяется темно-бурой окраской, заметной уплотненностью, ореховато-призматической структурой, белесая присыпка здесь необильная, иногда отсутствует. Обычно на глубине 120–150 см залегают карбонаты в виде псевдомицелия.

По особенностям почвообразующих пород в пределах каждого подтипа выделяют следующие *роды*:

1) обычные – развиты на рыхлых толщах суглинистого, глинистого и супесчаного состава;

2) остаточно-карбонатные – развиты на продуктах выветривания карбонатных пород (известняки, мергели и т.п.);

3) контактно-луговые – формируются на двучленных наносах, характеризуются признаками избыточного увлажнения и часто оглеения на контакте пород;

4) пестроцветные – развиты на коренных пестроцветных породах (каолиновые глины);

5) со вторым гумусовым горизонтом – наиболее широко распространены в Западной Сибири. В них ниже оподзоленного горизонта A_1A_2 находится второй гумусовый горизонт (A_h), более темный по окраске, пепельно-серый или пепельно-черный с сероватой присыпкой, рассыпчато-мелкоореховатой или плитчато-ореховатой структурой. Ниже по профилю этот горизонт сменяется иллювиальным горизонтом В. Большинство исследователей рассматривают второй гумусовый горизонт как реликтовый, образовавшийся в результате вторичного оподзоливания черноземных, лугово-черноземных или дерново-луговых почв.

Разделение на *виды* производится по двум критериям:

а) по глубине вскипания от HCl: высоковскипающие (выше 100 см) и глубоковскипающие (глубже 100 см);

б) по мощности гумусового горизонта (A+AE): мощные (более 40 см), среднемощные (40–20 см) и маломощные (менее 20 см).

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), серые лесные почвы выделяются в стволе постлитогенных, в отделе текстурно-дифференцированных почв на уровне двух типов: серые и темно-серые.

В каждом типе выделяют по три подтипа:

– типичные;

– со вторым гумусовым горизонтом (в профиле присутствует сплошной или фрагментарный «второй гумусовый горизонт», отличающийся от современного гумусового горизонта более темной окраской и высоким содержанием гуминовых кислот второй фракции (гуматов кальция) в составе гумуса);

– глееватые почвы.

Использование. Серые лесные почвы интенсивно используются в сельском хозяйстве. В связи с недостаточным содержанием гумуса в пахотных почвах и низкой обеспеченностью азотом они нуждаются в органических удобрениях (навоз, торфонавозные компосты). Вне-

сение высоких доз навоза способствует улучшению структурного состояния пахотного горизонта, снижает кислотность почвы, улучшает пищевой режим.

На светло-серых и серых почвах, отличающихся более высокой кислотностью, целесообразно проводить известкование.

Эффективными являются и минеральные удобрения – фосфоритная мука, томасшлак, различные азотные и калийные удобрения.

7. БУРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ

Бурые лесные почвы (буроземы) относятся к группе почв с недифференцированным по элювиально-иллювиальному типу профилем. В качестве самостоятельного типа были выделены Раманном в 1905 г. при изучении почв широколиственных лесов Европы. В 1909 г. Г. Мургочи предложил название «бурые лесные почвы». Аналогичные почвы под дубовыми лесами Псковской губернии К.Д. Глинка называл *поддубицы*.

В настоящее время в отечественном почвоведении буроземы понимают как тип профильно-недифференцированных почв, свойственных широколиственным и хвойно-широколиственным лесам с богатым кальциевым биологическим круговоротом веществ и имеющих промывной водный режим.

Распространение. Бурые лесные почвы распространены в холмистых и низкогорных районах Центральной Европы, в Прикарпатье, Закарпатье, на Кавказе, в Крыму, на Дальнем Востоке (предгорья Сихотэ-Алиня) и других регионах.

7.1. Экологические условия буроземообразования и генезис бурых лесных почв

Буроземы формируются в следующих экологических условиях:

1) широколиственные, хвойно-широколиственные, иногда хвойные леса с развитым травяным покровом, характеризующиеся азотно-кальциевым биологическим круговоротом веществ;

2) преобладание атмосферных осадков над испарением, обеспечивающее глубокое (сезонное) промачивание почвы и промывной водный режим;

3) обязательный свободный внутripочвенный дренаж, с чем связано преимущественное распространение бурых лесных почв на горных склонах;

4) не длительное сезонное промерзание или его полное отсутствие, обеспечивающее достаточную интенсивность выветривания и вторичного минералообразования;

5) относительно небольшой возраст почвообразования в связи со склонностью буроземов к эволюции в другие типы почв.

Климат западных районов теплый и влажный с количеством годовых осадков 1000 мм и более при сравнительно равномерном их распределении по периодам года. Температура января $-3 \dots -5$ °С. Почвы не промерзают или промерзают кратковременно на небольшую глубину. Средняя температура июля около 20 °С. Восточные районы характеризуются холодным муссонным климатом с продолжительным морозным периодом, глубоким промерзанием почвы. Средняя температура в январе около -20 °С, июля – в среднем 21 °С. Среднегодовое количество осадков 500–600 мм с выраженным летним муссонным периодом дождей. Довольно высокое количество осадков ведет к существенному выщелачиванию и подкислению почв.

Таким образом, буроземы – это гумидно-лесные почвы хорошо дренированных склонов в горах или на сильно расчлененных высоких равнинах, формирующиеся при промывном водном режиме и богатом азотно-кальциевом биологическом круговороте веществ высокой интенсивности. Последнему способствует обильная почвенная мезо- и микрофауна, особенно разнообразная в лесной подстилке, формирующейся по мюллеровому типу.

В качестве почвообразующих выступают разнообразные породы: глинисто-суглинистый щебнистый элювий, элювио-делювий осадочных и магматических пород, а также суглинки и глины ледникового происхождения, характеризующиеся богатством силикатных и алюмосиликатных первичных и вторичных минералов. Карбонатные породы также могут быть материнскими для буроземов при условии отмыкания свободного карбоната кальция в глубокие горизонты. Породы обогащены минералами, содержащими основания и оксиды железа (полевые шпаты, амфиболы, пироксены, роговая обманка, слюды, монтмориллонит и др.) и обеднены кремнеземом, что тормозит проявление элювиального процесса.

Растительный покров в западных регионах страны представлен лесами из дуба, бука, граба, каштана, ясеня с хорошо развитым разнотравьем, в восточных – преобладают хвойно-широколиственные леса из дуба, черной березы, липы, амурского бархата, ели, пихты, кедра, сосны с подлеском из рододендрона даурского с хорошо развитым травяным покровом.

Генезис буроземов. Бурые лесные почвы формируются при сочетании двух основных элементарных почвенных процессов: гумусообразования (и гумусонакопления) и сиаллитного оглинивания.

В результате гумусообразования и гумусонакопления под лесной подстилкой формируется гумусовый горизонт А, темноокрашенный в

бурые тона вследствие преобладания фульвокислот и бурых гуминовых кислот и прокрашивания оксидами железа.

Сиаллитное оглинивание (*сиаллитизация*) протекает преимущественно в средней части профиля, ведет к формированию глинисто-метаморфического горизонта B_m под горизонтом А и является основным профилеобразующим почвенным процессом. *Оглинивание* – процесс внутрпочвенного выветривания первичных минералов с образованием и относительным накоплением *in situ* вторичных глинистых минералов. Гидротермический режим и активная биохимическая деятельность микроорганизмов способствуют образованию вторичных глинистых минералов из продуктов выветривания первичных минералов и минерализации растительных остатков. При этом, в отличие от подзолистых почв, где выветривание сопровождается накоплением кремнезема, в бурых лесных вторичный кварц не накапливается. Глинообразование – результат трансформации первичных минералов – сопровождается побурением почвенной массы за счет отложения мелкокристаллического гетита на поверхности зерен глинистых минералов. Перемещение по профилю продуктов выветривания, за исключением выносимых за его пределы и из ландшафта в целом легкорастворимых солей, не происходит.

При формировании буроземов сочетаются процессы выщелачивания катионов нисходящим током воды, с одной стороны, и их биологическая аккумуляция в подстилке и гумусовом горизонте – с другой. Вовлекаемых в биологический круговорот оснований и освобождаемых при выветривании оксидов железа и алюминия достаточно для насыщения образующихся при разложении растительных остатков органических кислот и нейтрализации их агрессивности, что наряду с окислительной обстановкой и отсутствием застоя растворов препятствует оподзоливанию почв. Подвижные формы железа, возникающие в процессе выветривания и почвообразования, участвуют в гумусонакоплении, оструктурировании почвенной массы. Максимум содержания железа в форме гелей приурочен к верхним гумусовым горизонтам, ниже по профилю железо распределяется более или менее равномерно. Накопление подвижных форм железа в верхних горизонтах – один из диагностических признаков бурых лесных почв.

В генезисе почв заметную роль играет процесс лессиважа. Буролесное почвообразование может сочетаться с подзолистым и глеевым, что обусловливается различиями термического и водного режимов почв, а также растительности на территориях распространения бурых лесных почв.

Таблица 15. Химические и физико-химические свойства бурых лесных почв

Горизонт, глубина, см	pH солев	Кислотность по Соколову, мг-экв/100 г почвы			Гидрол. кисл-ть, мг-экв/100 г почвы	Поглощенные основания, мг-экв/100 г почвы			Гумус, %	Азот, %	C:N
		H ⁺	Al ³⁺	H ⁺ + Al ³⁺		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺ + Mg ²⁺			
Разрез 47–62 (Зауралье, по Фирсовой, 1977)											
A ₀ 0–2	4,9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	35,0	9,2	44,2	39,3*	Не опр.	Не опр.
A ₁ 2–7	4,2	0,2	0,6	0,8	18,1	7,1	2,8	9,9	10,2	0,32	18
A _{2B} 8–13	4,2	0,0	0,2	0,2	6,9	5,7	1,6	7,3	1,7	0,06	16
B _m 20–30	4,3	0,0	1,6	1,6	6,7	2,9	1,9	4,8	0,8	Не опр.	Не опр.
B 40–50	4,3	0,0	2,2	2,2	6,4	2,5	2,0	4,5	0,5	–/–	–/–
BC 65–75	4,2	0,0	3,0	3,0	4,6	3,0	1,7	4,7	1,1	–/–	–/–
BC 90–100	3,9	0,0	2,1	2,1	4,1	2,6	1,1	3,7	0,4	–/–	–/–
Разрез 230 (Кузнецкий Алатау, по Ильных, 1970)											
A 5–15	3,4	0,24	6,61	6,85	22,7	0,4	3,7	4,1	9,7	0,57	9,8
AB 24–34	3,6	0,17	5,80	5,97	18,8	0,4	1,1	1,5	6,1	0,36	9,7
B _m 50–60	3,9	0,07	3,83	3,90	10,9	0,7	0,4	1,1	2,0	Не опр.	Не опр.
B 80–90	4,0	0,07	3,41	3,48	9,2	0,5	0,4	0,9	1,4	–/–	–/–
BC 110–120	4,0	0,10	3,24	3,34	10,0	0,6	0,5	1,1	1,1	–/–	–/–
CD 150–160	4,0	0,07	3,99	4,06	8,7	0,7	0,7	1,4	0,7	–/–	–/–

* Потеря при прокаливании.

7.2. Морфологическое строение профиля и свойства бурых лесных почв

В типичном выражении буроземный профиль имеет строение А–В_м–С. Диагностическим признаком этих почв является наличие метаморфически оглиненного горизонта В_м при отсутствии элювиальных и иллювиальных горизонтов. В целом почвы имеют довольно монотонный буроокрашенный профиль с постепенным переходом между горизонтами: О(А₀)–ОА–А–АВ–В_м–ВС–С.

А₀ – лесная подстилка мощностью 0,5–2 см.

А₁ – гумусовый горизонт темновато-бурого или серовато-бурого цвета, комковатый или комковато-зернистый, мощностью 10–20 см; обычно суглинистый, иногда с включением щебня.

В_м – переходный горизонт бурого или коричневатого-бурого цвета, комковато-ореховатый, по граням структурных отдельностей тонкие органико-минеральные корочки, иногда заметно уплотнен, в большинстве случаев содержит щебенку; мощность 25–50 см.

С – материнская порода.

Свойства бурых лесных почв. Содержание гумуса колеблется от 3–4 до 10–12%. С глубиной отмечается быстрое уменьшение степени гумусированности. Тип гумуса фульватный – С_{тк}:С_{фк} ниже 1 (0,7–0,8). В составе ГК преобладают бурые (фракция 1), непрочно связанные с оксидами железа.

Горизонт В_м отличается накоплением ила и физической глины, содержание которых здесь больше, чем в почвообразующей породе.

SiO₂ и R₂O₃ довольно равномерно распределяются по профилю при некотором накоплении последних с поверхности. Подвижные соединения железа аккумулируются в верхней части профиля.

Емкость катионного обмена достигает 20–25 мг-экв/100 г почвы, среди обменных катионов преобладает Ca²⁺. Типичный бурозем – это кислая почва, не насыщенная основаниями.

В табл. 15 приводится характеристика основных химических и физико-химических свойств бурых лесных почв, сформированных в южной тайге Зауралья и влажном среднегорье Кузнецкого Алатау.

7.3. Классификация и диагностика бурых лесных почв

Буроземы принято делить на следующие типы и подтипы.

Типы:

1. Бурые лесные почвы (буроземы).

Подтипы:

- бурые лесные кислые грубогумусные;
- бурые лесные кислые грубогумусные оподзоленные;
- бурые лесные кислые;
- бурые лесные кислые оподзоленные;
- бурые лесные слабоненасыщенные;
- бурые лесные слабоненасыщенные оподзоленные.

Роды: остаточно-карбонатные, остаточно-насыщенные, ферралитизованные, вторично-дерновые.

Виды выделяют по содержанию гумуса (многогумусные – более 10%, среднегумусные – 5–10%, малогумусные – менее 5%) и по степени щебнистости и каменистости.

2. Бурые лесные глеевые почвы (буроземы глеевые).

Подтипы:

- бурые лесные поверхностно-глееватые оподзоленные;
- бурые лесные поверхностно-глеевые оподзоленные;
- бурые лесные глееватые;
- бурые лесные глеевые.

Роды: обычные, остаточно-карбонатные, ферралитизованные, галечниковые.

При отнесении буроземов к единому почвенному типу в нем выделяются следующие подтипы: черноземовидные, остаточно-карбонатные, слабоненасыщенные, кислые, грубогумусные, оподзоленные, лесивированные, глеевые, псевдофибровые.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), бурые лесные почвы относятся к стволу постлитогенных, отделу структурно-метаморфических и выделяются на уровне двух типов:

- 1) буроземы (подтипы: типичные, грубогумусированные, оподзоленные, глееватые, турбированные);
- 2) буроземы темные (подтипы: типичные, оподзоленные, глееватые, остаточно-карбонатные).

Использование. В благоприятных условиях рельефа почвы могут быть использованы в качестве пахотных угодий, однако они нуждаются в небольшом известковании и систематическом внесении удобрений. Пригодны для многолетних плодовых насаждений и ягодников. В Европе используются под виноградники. Буроземы довольно устойчивы к водной эрозии, поскольку обладают хорошими фильтрационными свойствами и высокой влагоемкостью, и дефляции, что связано с глинистым составом при достаточной оструктуренности. Однако при сведении лесов на горных склонах ливневые потоки могут полностью разрушить почву. Буроземы являются продуктивными для лесных посадок, а в естественном состоянии обеспечивают довольно высокий бонитет леса.

8. ЧЕРНОЗЕМЫ

Распространение. Черноземы распространены на материках Северного полушария – в Евразии и Северной Америке. Они занимают 260 млн га (1,7% суши), в том числе 23 млн га представлены горными черноземами.

8.1. Экология черноземообразования

Климат. Черноземы развиваются в условиях суббореального слабо-аридного климата с хорошо выраженной сезонной контрастностью. Лето теплое, зима умеренно холодная, в восточных областях зима холодная и суровая. По мере движения с запада на восток уменьшается количество тепла, нарастает континентальность климата, снижается количество осадков. Более мягкий и менее континентальный климат отмечается в северной части черноземной зоны (на юге лесостепи). Средняя температура июля колеблется от 23–25 °С на западе до 19–21 °С на востоке, а средние температуры января от –4 до –25, –27 °С. Продолжительность периода с температурой выше 10 °С составляет в западных районах лесостепи 150–180 дней, в восточных 90–120 дней, а в степной зоне соответственно 140–180 и 97–140 дней. Сумма температур выше 10 °С колеблется в лесостепной части зоны от 2400–3200 на западе до 1400–1600° на востоке и в степной соответственно от 2300–3500 до 1500–2300°.

Наибольшее количество осадков выпадает на западе и в Предкавказье (500–600 мм), при движении на восток постепенно уменьшается и составляет в Поволжье 300–400 мм, в Западной Сибири и Северном Казахстане – 300–350 мм. Количество осадков уменьшается также с севера на юг. Значительная часть годового количества осадков выпадает летом: в европейской части черноземной зоны 30–40%, в азиатской – до 50%. В целом территория распространения черноземов характеризуется недостаточным увлажнением, лишь в лесостепной зоне соотношение количества осадков и испаряемости приближается к 1, на границе лесостепи и степи составляет 0,77, в степной зоне – 0,50–0,66.

Рельеф. Европейская часть черноземной зоны характеризуется равнинным и слабоволнистым рельефом с разной степенью расчленения

речными долинами и овражно-балочной сетью. Наибольшей расчлененностью отличаются Волыно-Подольская, Среднерусская и Приднепровская возвышенности, а также Донецкий кряж, Приволжская возвышенность и возвышенность Общих Сырт в Заволжье. Более спокойный рельеф в степной зоне, среди плоских водораздельных пространств здесь встречаются различные понижения, представленные подами, лиманами, западинами.

В азиатской части черноземы формируются на слаборасчлененной равнине, занимают относительно повышенную южную часть Западно-Сибирской равнины и северную часть Казахского мелкосопочника. Далее на восток черноземные почвы встречаются в равнинных и предгорных областях Алтая, в Минусинской впадине и в холмисто-равнинной полосе на окраине предгорий Восточного Саяна. В Забайкалье черноземные степи представлены наибольшими участками в крупных тектонических депрессиях.

Почвообразующие породы. Для черноземов почвообразующей породой служат главным образом четвертичные лессы и лессовидные суглинки, карбонатные, пористые, различного гранулометрического состава (от легких до тяжелых суглинков). Встречаются черноземы и на глинистых отложениях (на Окско-Донской низменности, в Предкавказье, Поволжье, некоторых районах Казахстана и Западной Сибири). Небольшая часть черноземов развита на элювии плотных горных пород – гранитов, базальтов, песчаников, мергелей (на Урале, в Казахстане). Особенностью почвообразующих пород является их карбонатность, в некоторых провинциях (Западно-Сибирская, Казахстанская) встречаются засоленные породы.

Растительность и животный мир. Черноземы – это почвы травянистых формаций лесостепной и степной зон. Естественная растительность лесостепной зоны характеризуется чередованием лесных участков с луговыми степями. Лесные участки, сохранившиеся в настоящее время на водоразделах, в балках, на речных террасах, представлены в европейской части широколиственными породами, преимущественно дубом, в Западной Сибири по понижениям развиты березовые колки. По песчаным террасам встречаются сосновые боры. Растительность луговых степей представляют ковыль, типчак, степные овсы, тонконог, костер, шалфей, лядвенец, желтая люцерна, колокольчик и др. Растительность степной зоны представлена разнотравно-ковыльными (с преобладанием узколистных дерновинных злаков – ковыль, типчак, степной овес, с участием разнотравья – шалфея, клевера, колокольчиков) и типчаково-ковыльными степями. Последние характеризуются менее мощной и разнообразной растительностью, основными представителями которой

являются низкостебельные перистые ковыли, тырса, типчак, житняк, осоки. Следствием заметного дефицита влаги в степной зоне является довольно широкое участие в травостое эфемеров и эфемероидов (мортух, луковичный мятлик, тюльпаны, бурачок), а также присутствие полни. В настоящее время основные массивы черноземов распаханы и естественная растительность сохранилась лишь на отдельных участках: в балках, на крутых склонах и заповедных участках.

Именно с воздействием травянистой растительности с ее мощной, быстро отмирающей и легко гумифицирующейся корневой системой и связан характерный гумусовый профиль. В черноземной зоне по характеру растительности принято выделять три подзоны:

- лесостепь с луговой степью и остепненными лугами;
- разнотравно-дерновинно-злаковую степь;
- дерновинно-злаковую степь.

Основные особенности биологического круговорота степных и лугово-степных травяных растительных сообществ заключаются в следующем:

- 1) ежегодно с отмирающими частями в почву возвращается практически то же количество питательных веществ, которое было использовано на прирост;
- 2) большая часть этих веществ возвращается не на поверхность почвы, а непосредственно в почву с корнями;
- 3) среди химических элементов, вовлекаемых в биологический круговорот, первое место принадлежит кремнию, далее следуют азот, калий и кальций.

Естественные травяные сообщества отличаются высоким количеством растительной массы: в лесостепи Русской равнины оно составляет 30–40 ц/га для надземной фитомассы и 200 ц/га для корней, в степной зоне – 8–24 ц/га и 150–300 ц/га соответственно. В среднем, по данным А.А. Титляновой и Н.И. Базилевич (1975), опад травяных сообществ черноземной зоны составляет 200 ц/га·в год. Средняя зольность растительной массы степей 3,5–4,5%. Ежегодное вовлечение азота и зольных элементов в круговорот и поступление их в почву достигают 700–900 кг/га.

Роль биологического круговорота в формировании черноземов определяется не только химическим составом растительности, но и высокой его интенсивностью, поступлением основной массы опада внутрь почвы, активным участием в его разложении бактерий, актиномицетов, беспозвоночных. Последнее обусловлено благоприятным биохимическим составом опада и общей биоклиматической обстановкой.

Большую роль в формировании свойств черноземов играет мезофауна, особенно дождевые черви, численность которых в типичных черноземах достигает 100 и более на 1 м². В результате суточных и сезонных миграций дождевые черви проделывают большое количество ходов и выбрасывают на поверхность до 200 т почвы на 1 га ежегодно. Вместе с отмершими частями растений дождевые черви захватывают частицы почвы и образуют в процессе переваривания прочные глинисто-гумусовые комплексы, выбрасываемые в форме копролитов, играющих большую роль в формировании специфической копролитовой и зернистой структуры.

Целинная степь является местом обитания значительного числа позвоночных животных: сусликов, слепышей, полевок, сурков, которые перемешивают и выбрасывают на поверхность большое количество почвы. Благодаря перемешиванию гумусовые горизонты обогащаются карбонатами, а глубокие горизонты – гумусом. Однако в настоящее время в результате распашки целинных черноземов почти не осталось. Земледелие привело к существенному изменению биологического фактора почвообразования. Количество ежегодно создаваемой фитомассы в агроценозах меньше, чем в целинной степи, в биологический круговорот вовлекается меньше азота и минеральных элементов, на пашне увеличивается численность микрофлоры, но при этом резко уменьшается численность и биомасса беспозвоночных, а позвоночные животные на пашне вообще не обитают.

8.2. Генезис черноземов

Вопрос о происхождении черноземных почв интересовал многих ученых-почвоведов. В.В. Докучаев выделял черноземы как самостоятельный тип и рассматривал их как почвы *растительно-наземного происхождения*, образовавшиеся при изменении материнских горных пород под действием климата и степной растительности. Но впервые гипотеза о растительно-наземном происхождении черноземов была сформулирована М.В. Ломоносовым в 1763 г. в трактате «О слоях земных». В образовании черноземов В.В. Докучаев подчеркивал разностороннюю роль климата, который определяет не только тип растительности (степная форма), но и темп ее развития (годовой прирост), скорость и направление процессов разложения.

Второй по времени возникновения считается *морская гипотеза*, высказанная академиком П.С. Палласом в 1773 г. по отношению к черноземам Ставрополя. По его мнению, эти почвы образовались из морско-

го ила, гниющих масс тростника и другой растительности при отступлении Черного и Каспийского морей.

Третья гипотеза заключается в представлении о *болотном генезисе* черноземов. У этой гипотезы существует несколько подходов. Геолог Ф.Ф. Вангенгейм фон Квален в 1853 г. высказал предположение о том, что черноземы образовались из измельченного материала торфяных болот и растительных остатков, принесенных ледниковым потоком с севера на юг и смешавшихся с минеральным илом. Значительно позже к подобной точке зрения вернулся академик В.Р. Вильямс, считавший, что черноземы сформировались при обсыхании и развевании торфяных болот. С позиции современного почвоведения этот подход к болотной гипотезе, связывавшей образование черноземов с приносом торфа извне, является несостоятельным. Более плодотворным оказался другой вариант этой гипотезы. Академики Э.И. Эйхвальд (в 1850 г.) и Н.Д. Борисак (в 1852 г.) предположили, что черноземы возникли из болот при постепенном обсыхании последних. По мнению авторов, в прошлом черноземная зона представляла собой тундровые сильно заболоченные пространства, при последующем постепенном дренировании территории в условиях теплого климата шел процесс энергичного разложения болотной и тундровой растительности и болотного ила и поселения наземной растительности, что обусловило формирование черноземных почв. Эта идея может рассматриваться как первый шаг на пути создания более широкой и глубокой *гипотезы палеогидроморфного прошлого черноземов*, которая в наиболее полном виде была сформулирована В.А. Ковдой в XX в.

Черноземы являются довольно молодыми (голоценовыми) почвами, образовавшимися в послеледниковое время в течение последних 10–12 тыс. лет. Согласно радиоуглеродному датированию, возраст гумуса верхних почвенных горизонтов составляет в среднем не менее 1 тыс. лет, а возраст глубоких горизонтов – не менее 7–8 тыс. лет.

Современные процессы в черноземах. Наиболее важными процессами образования черноземов являются дерновый процесс (гумусоаккумулятивный) и миграция гидрокарбонатов кальция, формирующие гумусовый и карбонатный профили. Дерновый процесс, получивший мощное развитие в черноземах, заключается в аккумуляции большого количества гуматно-кальциевого гумуса, прочно связанного с минеральной частью, в накоплении биофильных элементов (азота, фосфора, серы, кальция, марганца и других макро- и микроэлементов), в структурировании почвенной массы. Возникновение комковато-зернистой структуры связано с деятельностью беспозвоночных животных, тонких

травянистых корней, продуктами жизнедеятельности микроорганизмов, клейкими свойствами органического вещества.

Наиболее благоприятно образование гумуса при разложении опада растений протекает при щелочной реакции, достаточном доступе кислорода, оптимальном увлажнении, без интенсивного выщелачивания, в условиях обогащенности растительных остатков белковым азотом и основаниями. Близкая к этим условиям обстановка создается при разложении растительных остатков травянистых формаций луговых степей и степей на черноземах.

Наилучшие условия для процесса гумификации в черноземной зоне создаются весной и ранним летом, когда в почве отмечаются благоприятные температуры и еще достаточный запас влаги от осенне-зимних осадков и весеннего снеготаяния. В период летнего иссушения и прерывистого увлажнения микробиологическая активность заметно ослабевает, что способствует предохранению формирующихся гумусовых веществ от их быстрой минерализации. Одновременно повышение температуры и некоторое иссушение почвы летом, согласно М.М. Кононовой (1963), усиливают процессы усложнения гумусовых веществ вследствие реакций поликонденсации и окисления. Некоторое улучшение водного режима осенью способствует активизации микробиологических процессов, но этот период ограничен быстрым понижением температур, что также не способствует минерализации сложных высокомолекулярных органических кислот. Зимой при промерзании почвы происходят процессы денатурации гумусовых веществ.

Богатство растительного опада черноземной зоны кальцием приводит к непрерывному образованию в почвах биогенного кальция, вследствие чего гумификация идет в условиях избытка кальциевых солей и насыщения образующихся гумусовых веществ кальцием, что почти полностью исключает формирование и вынос свободных водорастворимых органических продуктов.

Таким образом, гидротермические условия черноземной зоны благоприятствуют разложению богатого основаниями и азотом опада по типу гумификации с возникновением сложных высококонденсированных перегнойных соединений типа гуминовых кислот, закреплению которых в почве способствуют непрерывное образование в среде биогенного кальция и формирование карбонатного иллювиального горизонта.

При черноземообразовании гумусовые кислоты быстро нейтрализуются основаниями опада и кальцием почвенного раствора, поэтому заметного разложения почвенных минералов под воздействием гумусовых веществ не наблюдается. Слабо этот процесс протекает лишь в оподзоленных и выщелоченных черноземах.

Вместе с накоплением гумуса при черноземообразовании идет закрепление в форме сложных органо-минеральных соединений важнейших элементов питания растений: азота, фосфора, серы, кальция и др.

При распашке интенсивность дернового процесса резко ослабевает вследствие уменьшения количества корней, фауны беспозвоночных. При существующей системе земледелия процесс накопления гумуса идет с меньшей скоростью по сравнению с его минерализацией, процесс оструктурирования менее интенсивен, чем процесс разрушения структуры сельскохозяйственной техникой. Все это приводит к обеднению гумусом и утрачиванию агрономически ценной зернистой структуры. Потери гумуса особенно велики в первые десятилетия после распашки, затем процессы дегумификации замедляются.

Процесс миграции и аккумуляции карбонатов характерен как для целинных, так и для пахотных черноземов. Миграция карбонатов обеспечивает высокую степень насыщенности коллоидов кальцием, формирование гуматно-кальциевого гумуса, нейтральную и слабощелочную реакцию почвенного профиля, наличие карбонатного горизонта. Миграция карбонатов определяется характером водного, теплового и газового режимов черноземов.

Черноземы лесостепной зоны обладают периодически промывным водным режимом, наиболее глубокое промачивание их происходит один раз в 10–14 лет в период весеннего снеготаяния. С нисходящим током воды выносятся растворимые вещества, в том числе $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Однако в связи с низкими температурами весеннего периода биологическая активность подавлена, содержание CO_2 в почвенном воздухе невелико и растворимость CaCO_3 мала, что обуславливает незначительное содержание гидрокарбоната кальция весной, вынос которого из карбонатного горизонта невелик. Летом, вследствие десукции и отчасти физического испарения, в черноземах господствуют восходящие токи воды. Количество воды, перемещающееся вверх, меньше, чем нисходящий поток весной. Однако восходящие растворы обогащены $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, так как летом содержание CO_2 в почвенном воздухе за счет высокой биологической активности велико и соответственно выше растворимость CaCO_3 . Восходящими токами в карбонатный горизонт возвращается гидрокарбонат кальция, вынесенный весной, чем и поддерживается существование этого горизонта и высокое содержание $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ в почвенном растворе. Степные черноземы обладают непромывным водным режимом, в связи с чем процесс миграции карбонатов менее активен и вынос их ослаблен.

Наиболее благоприятные условия для черноземообразования складываются в южной части лесостепной зоны (формируются типичные

черноземы), где создается максимальное количество растительной массы и наилучшим образом складывается гидротермический режим почв. К югу нарастает дефицит влаги, снижается количество поступающего в почву опада и ухудшается зольно-азотный его состав, а также уменьшается глубина проникновения корневых систем растений в почву. Все это определяет менее интенсивный процесс гумусонакопления с продвижением к югу черноземной зоны. К северу от типичных черноземов (в подзоне оподзоленных и выщелоченных черноземов) более влажные условия климата способствуют большему выносу оснований из опада, что приводит к образованию более кислых органических продуктов превращения растительных остатков, нейтрализация которых частично идет уже за счет разложения почвенных минералов. В этих условиях наблюдается некоторое проявление оподзоливания.

8.3. Морфологическое строение профиля и свойства черноземов

Характерной чертой черноземов является наличие двух генетических горизонтов: 1) гумусового прогрессивно-аккумулятивного, характеризующегося большой мощностью, высоким накоплением гумуса и зернистой структурой; 2) карбонатно-аккумулятивного. Встречаются и бескарбонатные черноземы и, наоборот, карбонатные, вскипающие с поверхности по всему профилю.

Профиль чернозема в типичном его выражении представлен следующими генетическими горизонтами:

О – степной войлок, состоящий из остатков травянистой растительности.

А – гумусовый темноокрашенный горизонт с зернистой структурой.

АВ – гумусовый темноокрашенный с некоторым побурением книзу горизонт, с темно-бурыми, серо-коричневыми пятнами, заливками, затеками, кротовинами, структура комковато-зернистая.

В – переходный к породе горизонт, преимущественно бурый (буропалевый), с языками и затеками гумуса, неясно-комковато-мелкопризматической структуры. Обычно этот горизонт подразделяется на несколько подгорizonтов в зависимости от степени гумусированности, признаков иллювирирования веществ, наличия и форм карбонатов, характера структуры, обилия кротовин и др. В оподзоленных и выщелоченных черноземах разделяется на горизонты B_t в верхней части и B_{Ca} в нижней, в других подтипах выделяется как B_{Ca} – горизонт максимального скопления карбонатов.

С – материнская порода, обычно C_{Ca} .

В условиях Томского Приобья на дренируемых водораздельных равнинах междуречий Обь–Шегарка и Обь–Бакса (с глубиной грунтовых вод более 15 м) развиты черноземы выщелоченные и оподзоленные (Герасько, Пашнева, 1980). Гумусовый горизонт (А+В₁) этих почв имеет мощность 50–60 см и характеризуется интенсивной темно-серой окраской. Иллювиальный горизонт выражен слабо и выделяется по несколько большей уплотненности. В нижней части гумусового горизонта на гранях структурных отдельностей иногда появляется кремнеземистая присыпка. Вскипание от HCl наблюдается с глубины около 100–120 см. По гранулометрическому составу преобладают тяжелосуглинистые иловато-пылеватые разновидности.

Свойства черноземов. Для черноземов не характерны (или слабо протекают) процессы разрушения, перемещения и превращения минералов тонких фракций. Оглинивание заметно проявляется только в черноземах теплых фаций (Молдавия, Предкавказье), где оно приводит к накоплению ила в верхней и средней частях профиля. Элювиально-иллювиальная дифференциация профиля по гранулометрическому и химическому составу или не проявляется, или развита слабо. Так, в оподзоленных, выщелоченных, осолоделых и солонцеватых черноземах верхняя часть профиля несколько обеднена, а горизонт В обогащен илом, алюминием, железом. В типичных черноземах распределение ила, кремния, полуторных оксидов равномерное или почти равномерное. Существенны различия лишь в распределении гумуса и связанных с ним биофильных элементов, а также кальция и магния карбонатов.

Минералогический состав определяется составом почвообразующих пород. В черноземах на лессах и лессовидных суглинках во фракциях более 1 мкм преобладают кварц (60–80%) и полевые шпаты (10–20%), тяжелые минералы составляют 2%, остальное приходится на карбонаты кальция и магния. В составе ила преобладают гидрослюды (50–60%), затем минералы с расширяющейся решеткой (30–40%) и каолинит (менее 10%). Распределение этих минералов по профилю близко к равномерному, отмечается несколько пониженное содержание монтмориллонита и повышенное гидрослюды в поверхностном горизонте.

Содержание гумуса может достигать 10–12%, запас гумуса в метровом слое составляет 600–700 т/га. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты ($C_{гк}:C_{фк} > 1,5-2$), доминирующей фракцией являются гуматы кальция. Содержание гумуса зависит от условий почвообразования и гранулометрического состава. Максимальные запасы имеют глинистые и тяжелосуглинистые типичные, обыкновенные и выщелоченные черноземы центральной фации. Гумус обладает слабой способностью к миграции и устойчив к микробному разложению, что приво-

дит к его накоплению в почве. В соответствии с содержанием гумуса колеблется количество азота, составляющее 0,2–0,5%.

Распределение карбонатов кальция по профилю черноземов носит иллювиальный характер, что обусловлено особенностями их водного и термического режимов, динамикой углекислоты в почвенном воздухе и почвенном растворе. Отмечается сезонное колебание верхней границы распространения карбонатов: она опускается весной и осенью и поднимается летом.

Богатство черноземов гумусом, интенсивная миграция биогенного кальция определяют их благоприятные физико-химические свойства. Емкость катионного обмена высокая, особенно в гумусовом горизонте, обогащенном органическими коллоидами (достигает 50–60 мг·экв/100 г почвы). В составе поглощенных оснований преобладает кальций, содержание магния в 5–8 раз меньше (15–20% от суммы). Типичные, обыкновенные и южные черноземы полностью насыщены основаниями, оподзоленные и выщелоченные – содержат небольшое количество обменного водорода и характеризуются некоторой ненасыщенностью основаниями ($V = 80–90\%$). В солонцеватых черноземах в ППК присутствует небольшое количество обменного натрия.

Реакция почвенного раствора близка к нейтральной. Выщелоченные и оподзоленные черноземы характеризуются слабокислой реакцией в верхней части профиля, а обыкновенные и южные – слабощелочной реакцией по всему профилю.

Черноземы обладают исключительно благоприятными водно-физическими свойствами, что обусловлено зернистой водопрочной структурой гумусового горизонта. Характерна оптимальная порозность, влагоемкость, водопроницаемость, высокая рыхлость. Плотность сложения в верхних горизонтах типичного чернозема составляет 1,0–1,2 г/см³, порозность метровой толщи более 50%, водопроницаемость 200 мм/ч и более, полная влагоемкость метровой толщи в среднем около 50%.

8.4. Классификация и диагностика черноземов

Согласно «Классификации и диагностике почв СССР» (1977), в типе черноземов выделяются пять подтипов: оподзоленные, выщелоченные и типичные, сформированные в лесостепной зоне, обыкновенные и южные – в степной зоне.

Черноземы оподзоленные характеризуются интенсивным гумусонакоплением и слабой элювиально-иллювиальной дифференциацией профиля. В нижней части горизонта А и в верхней части горизонта АВ от-

мечаются наличие осветленной мучнистой белесой присыпки, покрывающей структурные отдельности. Формула профиля А–АВ–В₁–В₂–В_{сa}(В)–ВС_{сa}(ВС)–С_{сa}. Гумусовый горизонт (А+АВ) имеет мощность 30–70 см. Вскипание от HCl и выделения карбонатов отмечаются на глубине 120–150 см от поверхности и могут полностью отсутствовать в почвах, развитых на бескарбонатных породах.

Содержание гумуса в горизонте А колеблется в пределах 5–12%, реакция слабокислая (рН 5,5–6,5) с наименьшими значениями в оподзоленной части профиля, где отмечается и повышенная гидролитическая кислотность (5–7 мг-экв/100 г почвы). Поглощающий комплекс более чем на 90% насыщен основаниями. Горизонт В₁ обогащен илом и полуторными оксидами.

В табл. 16 приводится характеристика западносибирского чернозема оподзоленного, сформированного на террасе р. Томи (юго-западная окрестность г. Томска), отличающегося высокой гумусированностью почвенного мелкозема, насыщенностью ППК кальцием, отсутствием карбонатов, нейтральной реакцией почвенного раствора.

Таблица 16. Основные свойства чернозема оподзоленного

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	Поглощенные катионы			Гидролитич. кислотность	Степень насыщен. оснований, %	рН
		Са ²⁺	Мg ²⁺	Сумма			
мг-экв/100 г почвы							
А 0–10	10,94	31,25	7,50	38,75	2,06	94	6,64
А 10–20	10,20	30,00	6,25	36,25	1,81	95	6,71
А 30–40	6,28	28,75	6,25	35,00	1,68	95	6,95
АВ 50–60	2,48	25,00	8,75	33,75	1,37	96	6,98
В ₁ 75–85	0,86	17,50	10,00	27,50	0,93	96	6,96
В ₂ 135–145	0,18	15,00	7,50	22,50	0,98	91	6,89
ВС 180–190	–	13,75	10,00	23,75	0,81	96	6,81
ВС 205–215	–	13,75	10,00	23,75	0,75	96	6,84
ВС 220–230	–	16,25	8,75	25,00	0,68	97	6,87

Черноземы выщелоченные характеризуются интенсивным гумусонакоплением и выщелачиванием карбонатов из гумусового и подгумусового горизонтов. В профиле отмечаются слабые признаки элювиально-иллювиальной дифференциации по илу, физической глине и валовому содержанию полуторных оксидов, что морфологически проявляется в наличии гумусовых бурых пленок и корочек на гранях структурных

отдельностей в горизонте V_t , который является бескарбонатным. Формула профиля $A-AB-V_t-V_{Ca}-C_{Ca}$.

Мощность гумусового горизонта ($A+AB$) в почвах теплых фаций (европейская часть зоны) в большинстве случаев составляет 50–80 см, в умеренно промерзающих – 40–60 см. Карбонаты появляются ниже горизонта V_t в виде прожилок и псевдомицелия, максимум выделений $CaCO_3$ отмечается в горизонте V_{Ca} .

Содержание гумуса в верхней части горизонта A колеблется в пределах 5–10%. В составе гумуса преобладают ГК ($C_{ГК}:C_{ФК}$ около 1,5–2). Реакция почвенного раствора близка к нейтральной (рН 6,5–6,8). ППК почти полностью насыщен кальцием и магнием. Емкость поглощения в гумусовых горизонтах почв тяжелого гранулометрического состава равна 40–50 мг-экв/100 г почвы.

Для черноземов выщелоченных очень теплых кратковременно промерзающих (Предкавказье) характерна большая мощность (80–120 см) гумусового горизонта ($A+AB$) с относительно невысоким содержанием гумуса (4–8%) с очень постепенным убыванием его с глубиной. Начало вскипания отмечается на глубине 100–150 см, выделения карбонатов в форме псевдомицелия появляются несколько глубже и проникают в горизонт белоглазки, что свидетельствует об активной миграции почвенных растворов, формирующих карбонатный горизонт. В горизонтах AB и V_t ясно проявляется накопление ила за счет вымывания сверху и оглинивания на месте.

Западносибирские почвы характеризуются меньшей мощностью гумусового горизонта по сравнению с черноземами теплых фаций, более высоким содержанием гумуса и отношением $C_{ГК}:C_{ФК}$ (табл. 17).

Таблица 17. Основные характеристики чернозема выщелоченного (Кузнецкая котловина)

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	рН водн	$CaCO_3$, %	Поглощенные основания, мг-экв/100 г		ГК	ФК	$C_{ГК}:C_{ФК}$
				Ca^{2+}	Mg^{2+}			
A_d 0–8	9,56	6,30	Нет	23,6	4,0	27,3	15,8	1,73
A_1 30–40	6,77	6,30	–/–	26,0	4,8	29,5	19,4	1,52
AB 50–60	2,92	6,11	–/–	25,0	4,2	37,1	27,2	1,36
V_t 70–80	0,98	6,11	–/–	24,8	4,8	15,8	44,7	0,35
V_2 90–100	0,77	6,00	–/–	25,1	4,6	14,0	46,7	0,30
V_{Ca} 120–130	0,60	7,13	8,13	25,9	5,0	19,1	43,5	0,44
V_{Ca} 170–180	0,56	7,21	5,44	26,1	4,8	19,1	42,4	0,45
C_{Ca} 200–210	0,37	7,21	6,04	26,0	4,9	17,4	43,7	0,40

Черноземы выщелоченные умеренно длительно промерзающие, развитые на юге Средней и Восточной Сибири с резко континентальным климатом, долгой и холодной зимой, отличаются меньшей мощностью гумусового горизонта (30–45 см), невысоким содержанием гумуса (6–8%) и резким уменьшением его количества с глубиной. В составе гумуса содержание гуминовых кислот лишь немного превышает долю фульвокислот ($C_{гк}:C_{фк} = 1,1-1,3$). Карбонаты находятся в нижней части профиля в виде пятен, мучнистых скоплений или натечных выделений на щебне и гальке. При образовании почв на бедных кальцием породах карбонатный горизонт может отсутствовать.

Большинство оподзоленных и выщелоченных черноземов Томского Приобья относится к среднегумусовым ($M_0 = 7,43 \pm 0,44\%$). По содержанию гумуса и характеру его распределения в профиле эти черноземы близки к аналогичным почвам Кузнецкой котловины и Барабинской лесостепи (Скок, 1962; Ерохина, Розов, 1962). Емкость поглощения достаточно высока и составляет $39,76 \pm 0,73$ мг·экв/100 г почвы. Среди поглощенных оснований явно преобладает кальций, на долю которого приходится до 80% всех катионов. Практически всегда обнаруживается поглощенный натрий (до 0,2–0,4 мг·экв/100 г). Реакция почв устойчиво близка к нейтральной. Порозность в гумусовом горизонте составляет 60%, тогда как в иллювиальном горизонте она снижается почти в 2 раза.

Черноземы типичные характеризуются наиболее четко выраженными признаками черноземообразования, к которым относятся следующие: интенсивное накопление гумуса, азота и зольных элементов, неглубокое вымывание карбонатов, отсутствие элювиально-иллювиальной дифференциации почвенного профиля по илу, железу и алюминию. Формула профиля А–АВ–В_{Ca}–ВС_{Ca}–С_{Ca}.

Мощность гумусового горизонта (А+АВ) в умеренно теплых черноземах 80–100 см с содержанием гумуса в верхней части пахотного горизонта 7–10%, в умеренно промерзающих соответственно 40–70 см и 9–12%, в теплых промерзающих – 80–130 см и 5–8%. В перечисленных фациальных подтипах вскипание отмечается в нижней части горизонта АВ, где выделения карбонатов незначительны и имеют форму редкого и рассеянного псевдомицелия, глубже количество карбонатов (в виде пятен белоглазки) возрастает.

Черноземы типичные очень теплые кратковременно промерзающие (Предкавказье) формируются в условиях практически беснежной влажной зимы, теплого лета и осени. Здесь интенсивны биологические процессы и активна миграция почвенных растворов. Эти почвы обладают мощными (100–180 см) гумусовыми горизонтами (А+АВ), но невысокой гумусностью (6–8%), $C_{гк}:C_{фк} = 1,5-3,0$. Вскипание отмечается

часто в верхней части горизонта А с глубины 20–60 см, несколько ниже появляются выделения карбонатов в виде налетов (паутина, плесень), а с глубины 120–150 см в виде прожилок, белоглазка появляется на глубине 140–180 см. Характерно оглинивание верхней и средней частей профиля.

Типичные черноземы Западной Сибири, сформированные на лессовых породах на Предалтайской равнине и в предгорьях Алтая, согласно исследованиям В.А. Хмелева (1989), отличаются от европейских аналогов меньшей мощностью гумусового горизонта (А+АВ), часто более высоким содержанием и запасами гумуса и более близким к поверхности положением горизонта В_к (табл. 18).

Таблица 18. Мощность гумусовых горизонтов, глубина залегания карбонатного горизонта и запасы гумуса в черноземах типичных

Мощность горизонта*, см		Глубина залегания горизонта В _к *, см	Запасы гумуса (т/га) в слоях, см		
А	А+АВ		0–20	0–50	0–100
Предалтайская равнина (данные Хмелева, 1989)					
<u>35–54</u> 44	<u>50–92</u> 74	<u>55–112</u> 86	160–190	380–420	500–630
Предгорья и низкогорья Алтая (данные Хмелева, 1989)					
<u>28–60</u> 51	<u>55–98</u> 77	<u>78–105</u> 82	145–240	260–330	450–640
Среднерусская возвышенность (данные Афанасьевой, 1966)					
40	100	110	155	330	510

* В числителе – пределы колебаний, в знаменателе – среднеарифметические значения.

Емкость катионного обмена, судя по сумме поглощенных катионов, в гумусовых горизонтах рассматриваемых черноземов высока и часто превышает 40 мг-экв/100 г почвы (табл. 19), что отличает их от черноземов Среднерусской возвышенности, в которых сумма поглощенных оснований либо не превышает 30 мг-экв/100 г, либо лишь немногим более этой величины (Афанасьева, 1966).

Таблица 19. Физико-химические показатели чернозема типичного

Горизонт, глубина, см	рН водн	СаСО ₃ , %	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		
			Са ²⁺	Мg ²⁺	Сумма
Предалтайская равнина, разрез 293 (Карманов, 1965)					
А _{max} 0–20	6,8	Нет	38,4	1,9	40,3
А ₁ 25–35	7,0	–/–	36,2	4,6	40,8
АВ 40–50	7,3	–/–	32,3	5,4	37,7
В _к 65–75	7,7	10,9	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Черноземы обыкновенные по строению и свойствам близки к типичным, но процесс гумусонакопления в них ослабевает. Морфологический профиль имеет то же строение, что и у типичных черноземов при средней мощности гумусового горизонта 40–80 см. Содержание гумуса в пахотном горизонте почв ЕТС составляет 6–8%.

Вскипание отмечается в горизонте А или в начале АВ, карбонатные выделения появляются чуть ниже и представлены редкими прожилками или неясными пропиточными пятнами, ниже появляется обильная белоглазка с максимумом в горизонте В_{са}. Иногда на глубине 2–3 м в профиле встречаются выделения гипса. Профиль не дифференцирован по илу и полуторным оксидам.

Обыкновенные черноземы Западной Сибири в большинстве случаев являются среднегумусными маломощными (Хохлова, 1964), характеризуются нейтральной или слабощелочной реакцией почвенного раствора, отсутствием гидролитической кислотности, небольшим содержанием гумуса (табл. 20). Наличие обменного натрия обуславливает их солонцеватость.

Таблица 20. Характеристика чернозема обыкновенного

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	N валовой, %	C:N	CO ₂ , %	рН водн	Обменный Na ⁺	Емкость поглощения	Na, % от емкости
						мг-экв/100 г почвы		
A _{max} 0–10	11,86	0,64	10,7	Нет	6,2	0,2	58,03	0,36
A _{max} 12–22	10,09	0,53	11,1	–/–	6,4	0,6	38,62	1,50
B ₁ 25–32	6,22	0,29	5,5	–/–	6,4	1,2	28,05	4,30
B ₂ 36–46	3,19	Не опр.	Не опр.	–/–	6,8	4,1	21,89	19,90
BC 50–60	1,54	–/–	–/–	–/–	6,8	–	–	–
C _{к1} 70–80	0,71	–/–	–/–	3,20	7,2	–	–	–
C _{к2} 100–110	0,51	–/–	–/–	4,40	7,2	–	–	–
C _{к3} 150–160	0,51	–/–	–/–	3,17	7,3	–	–	–

Обыкновенные черноземы Средней и Восточной Сибири промерзают на 3–3,5 м, имеют небольшую мощность гумусового горизонта (30–45 см) с содержанием гумуса в пахотном горизонте 4–6%, в целинных – 6–8% (табл. 21). Характерна языковатая и карманистая граница гумусо-

вого горизонта. Почвы вскипают в нижней части горизонта АВ, выделения карбонатов в виде пропиточно-мучнистой, пятнистой или натечной на щебне формы.

Таблица 21. Основные характеристики черноземов обыкновенных (по Каллас, 2004)

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	рН водн	CaCO ₃ , %	Поглощенные основания, мг-экв/100 г		ГК	ФК	C _{гк} :C _{фк}
				Ca ²⁺	Mg ²⁺			
Разрез 17-96А (Чулымо-Енисейская впадина, Хакасия)								
A _d 0-8	7,21	7,58	Нет	20,4	5,6	26,3	19,2	1,37
A ₁ 8-13	5,76	7,35	—/—	18,5	5,6	27,1	19,5	1,39
A ₁ 13-18	5,46	7,38	—/—	21,2	4,4	21,6	15,0	1,44
AB _{Ca} 18-23	4,72	7,55	2,56	16,9	4,4	23,2	19,6	1,18
AB _{Ca} 27-37	3,21	7,88	9,84	14,5	4,4	20,2	17,2	1,17
B _{Ca} 37-47	1,57	8,57	13,69	17,2	6,8	13,4	18,6	0,72
BC _{Ca} 55-61	0,98	8,67	8,99	12,4	7,2	5,8	22,7	0,25
C _{Ca} 76-86	0,36	8,73	5,99	11,6	9,6	0,0	32,9	0,00
Разрез 15-96Б (Чулымо-Енисейская впадина, Хакасия)								
A _d 0-5	8,38	7,70	Нет	32,0	5,2	34,2	23,9	1,43
A ₁ 5-10	7,91	7,49	—/—	23,2	4,4	27,9	19,0	1,47
A ₁ 10-15	6,07	7,61	—/—	24,9	4,4	28,1	24,7	1,14
A ₁ 20-25	3,15	7,86	—/—	18,9	5,6	35,1	29,5	1,19
AB _{Ca} 25-30	2,88	8,08	0,86	15,8	7,2	32,4	25,6	1,26
B _{Ca} 40-50	1,38	8,41	15,47	17,9	6,0	19,1	25,9	0,74
B _{Ca} 60-70	0,79	8,87	10,74	12,0	7,6	8,5	28,0	0,30
BC _{Ca} 100-110	0,52	8,90	9,90	13,2	11,2	0,0	38,9	0,00
C _{Ca} 120-130	0,33	8,24	6,88	14,2	8,4	0,0	46,8	0,00

Черноземы южные являются наиболее ксероморфной группой черноземов с ослабленным гумусонакоплением, небольшой мощностью гумусового горизонта, повышенной границей вскипания, наличием гипсовых новообразований на глубине 1,5–3 м.

Формула профиля А–АВ(АВ_{Ca})–В_{Ca}–ВС_{Ca}–С_{Ca}–С_{cs}–С_{sa}. Часто имеют признаки солонцеватости.

Почвы европейской части зоны, Западной и Средней Сибири характеризуются малой и средней мощностью гумусовых горизонтов (А+АВ от 25 до 70 см) с содержанием гумуса в верхнем горизонте 3–6%. Глубина вскипания соответствует нижней границе горизонта А, иногда

почвы вскипают с поверхности. Выделения карбонатов начинаются почти от линии вскипания сначала в виде неясных пятен и прожилок, глубже – в форме белоглазки. Выделения гипса в форме прожилок, пятнышек и друз появляются на глубине 1,5–2 м, здесь могут содержаться и легкорастворимые соли.

Для очень теплых периодически промерзающих черноземов южных Предкавказья характерна значительная мощность гумусового горизонта (70–100 см) при содержании гумуса 3–5% в верхней части. Вскипание от HCl отмечается с поверхности, выделения карбонатов появляются на глубине 30–40 см в виде налетов, затем прожилок, на глубине около 1 м – белоглазки, около 2 м появляется гипс.

В южных черноземах степных межгорных котловин юга Средней и Восточной Сибири мощность гумусового горизонта мала (не более 30 см), содержание гумуса 3,5–6% (табл. 22). В составе гумуса количество гуминовых и фульвокислот приблизительно равно.

Таблица 22. Основные характеристики черноземов южных карбонатных (по Каллас, 2004)

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	рН водн	CaCO ₃ , %	Поглощенные основания, мг-экв/100 г		ГК	ФК	C _{тк} :C _{фк}
				Ca ²⁺	Mg ²⁺			
Разрез 6-95 (Чулымо-Енисейская впадина, Хакасия)								
A _{1Ca} 0-5	5,72	7,99	6,00	24,7	12,4	23,8	20,4	1,16
A _{1Ca} 5-10	4,86	7,77	7,70	23,7	11,7	16,6	22,8	0,73
A _{1Ca} 10-13	3,86	7,89	11,54	22,7	10,3	16,5	27,4	0,60
AB _{Ca} 13-18	3,34	8,04	15,82	20,2	12,5	15,5	29,8	0,52
AB _{Ca} 23-28	1,79	8,24	22,66	20,3	12,1	12,3	29,4	0,42
B _{Ca} 28-33	1,22	8,29	24,37	20,2	12,0	16,9	45,3	0,37
B _{Ca} 40-45	1,13	8,36	17,94	18,9	11,7	14,6	39,7	0,37
BC _{Ca} 50-57	0,43	9,01	17,94	17,7	11,5	12,4	46,4	0,27
C _{Ca} 65-75	0,27	9,00	17,94	16,4	11,8	11,8	50,6	0,23

Карбонатный горизонт находится непосредственно под гумусовым и представлен слоем мучнистых выделений CaCO₃, часто карбонаты присутствуют по всему профилю.

В пределах подтипов черноземов выделяют следующие роды (по характеру почвообразующих пород и истории развития почв):

1. Обычные – выделяются во всех подтипах, признаки и свойства соответствуют основным характеристикам подтипа.

2. Слабодифференцированные – развиты на супесчаных и песчаных породах, типичные признаки черноземов (окраска, структура и т.п.) выражены слабо.

3. Глубоковскипающие – вскипают более глубоко, чем род «обычные», в связи с более глубоким промыванием за счет легкого гранулометрического состава или условий рельефа. Выделяются среди типичных, обыкновенных и южных черноземов.

4. Бескарбонатные – развиты на бедных силикатным кальцием породах, выделения карбонатов отсутствуют. Выделяются среди типичных, выщелоченных и оподзоленных черноземов.

5. Карбонатные – характеризуются наличием свободных карбонатов по всему профилю. Среди выщелоченных и оподзоленных черноземов не выделяются.

6. Остаточно-карбонатные – формируются на плотных карбонатных породах.

7. Солонцеватые – в пределах гумусового слоя имеют уплотненный солонцеватый горизонт с содержанием обменного натрия более 5% от емкости поглощения. Выделяются среди обыкновенных и южных черноземов.

8. Остаточно-солонцеватые – характеризуются наличием морфологически выраженных признаков солонцеватости при содержании обменного натрия менее 5% от емкости поглощения.

9. Глубокосолонцеватые.

10. Осолоделые – характеризуются наличием белесой присыпки в гумусовом слое, потечностью гумусовой окраски, лакировкой и примазками по граням структурных отдельностей в нижних горизонтах, иногда наличием обменного натрия. Распространены среди типичных, обыкновенных и южных черноземов.

11. Остаточно-луговатые – сформированы на древних речных террасах.

12. Глубинно-глееватые – развиты на двучленных и слоистых породах, а также в условиях длительной сохранности сезонной мерзлоты в Средней и Восточной Сибири.

13. Слитые – развиты на иловато-глинистых породах в теплых фациях, характеризуются высокой плотностью (слитостью) горизонта В. Выделяются среди черноземов лесостепи.

14. Щельные – развиты на иловато-глинистых породах в условиях континентального климата.

15. Неполноразвитые – имеют слаборазвитый (не полный) профиль в связи с их молодостью или формированием на сильноскелетных или хрящевато-щебнистых породах.

Виды черноземов выделяют по двум критериям:

а) по мощности гумусового горизонта А+АВ:

- сверхмощные – более 120 см;
- мощные – 80–120 см;
- среднемощные – 40–80 см;
- маломощные – 25–40 см;
- очень маломощные – менее 25 см;

б) по степени гумусированности горизонта А:

- тучные – более 9 %;
- среднегумусные – 6–9 %;
- малогумусные – 4–6 %;
- слабогумусированные – менее 4 %.

Кроме этого, черноземы делят на виды по степени выраженности сопутствующего процесса, например, слабо-, средне-, сильновыщелоченные, слабо-, средне-, сильносолонцеватые и т.д.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), черноземы выделяются в стволе постлитогенных, отделе аккумулятивно-гумусовых почв на уровне следующих типов и подтипов:

Типы:

1. Черноземы глинисто-иллювиальные (профиль включает два основных горизонта: темногумусовый и глинисто-иллювиальный – уплотненный, призмовидно-ореховатый с тонкими гумусово-глинистыми кутанами на поверхности педов) (подтипы: типичные, оподзоленные, глееватые, гидрометаморфизованные).

2. Черноземы (диагностируются по наличию двух горизонтов: темногумусового и залегающего под ним аккумулятивно-карбонатного) (подтипы: сегрегационные, миграционно-мицелярные, миграционно-сегрегационные, криогенно-мицелярные, дисперсно-карбонатные, солонцеватые, засоленные, осолоделые, слитизированные, гидрометаморфизованные).

3. Черноземы текстурно-карбонатные (профиль состоит из темногумусового горизонта и особого текстурно-карбонатного горизонта, сочетающего свойства аккумулятивно-карбонатного и глинисто-иллювиального горизонтов) (подтипы: солонцеватые, засоленные, осолоделые, гидрометаморфизованные).

Использование. Черноземы используются преимущественно для возделывания зерновых культур: пшеницы, кукурузы, ячменя. Большие площади заняты посевами сахарной свеклы, подсолнечника, а также виноградниками и садами. Однако получение высоких урожаев связано с определенными трудностями, обусловленными некоторыми факторами. К ним относится неблагоприятный водный режим в период про-

израстания сельскохозяйственных культур. Периодические засухи в лесостепной зоне отмечаются 1–2 раза в 10 лет, в степной зоне – 2–3 раза в 10 лет. В связи с этим на черноземах большое значение имеют система мероприятий по накоплению и сохранению влаги в почве, правильная организация территории, создание полезащитных лесных полос, снегозадержание и другие мероприятия, направленные на создание благоприятного водного режима. Важным приемом повышения продуктивности черноземов является орошение, однако при отсутствии строгого регулирования поливов и контроля за свойствами почв последние могут быстро ухудшаться за счет развития таких процессов, как осолонцевание, ощелачивание, обесструктуривание, слитизация и др. Необходимыми мероприятиями на черноземах являются приемы по охране от водной и ветровой эрозии, соблюдение научно обоснованных севооборотов, насыщенных почвоулучшающими культурами, внедрение оптимальных систем обработки почв. Несмотря на богатство основными элементами питания растений, черноземы тем не менее нуждаются во внесении удобрений, особенно фосфорных и азотных. Наиболее важны фосфорные удобрения на карбонатных и солонцеватых черноземах из-за бедности их подвижным фосфором. Калийные удобрения используются, прежде всего, под такие культуры, как сахарная свекла, подсолнечник, табак. Необходимы и органические удобрения с целью предотвращения снижения гумусированности, ухудшения водно-физических свойств и биохимического режима.

9. ЛУГОВО-ЧЕРНОЗЕМНЫЕ ПОЧВЫ

Распространение. Лугово-черноземные почвы формируются в лесостепной и степной зонах и являются полугидроморфными аналогами черноземов. На территории России они занимают площадь более 27 млн га. Лугово-черноземные почвы степной зоны распространены по понижениям на недренированных равнинах, на первых и вторых надпойменных террасах крупных рек, а в лесном поясе – в долинах малых рек.

В европейской части страны выделяют обширные территории с залеганием грунтовых вод на глубине, которая позволяет формироваться лугово-черноземным почвам, т.е. 3–6 м. Это левобережье Днепра, Тамбовская равнина, являющаяся частью Окско-Донской низменности. На европейской территории распространение лугово-черноземных почв связано также с водно-ледниковыми и аллювиальными равнинами: Приднестровской, Окско-Донской, Нижнедунайской, Среднедунайской, с долинами рек Заволжья.

В Западной Сибири лугово-черноземные почвы формируются на недренированных равнинах, которые характеризуются литологической неоднородностью, в подзоне выщелоченных черноземов, где западный рельеф имеет повсеместное распространение. Здесь роль депрессий в накоплении почвенно-грунтовой влаги более значительна, чем на Русской равнине. Лугово-черноземные почвы встречаются в равнинных и предгорных областях Алтая, Кузнецкой котловине, Минусинской впадине, в крупных тектонических депрессиях Забайкалья.

9.1. Условия формирования лугово-черноземных почв

Климат суббореальный умеренно теплый, характеризуется теплым летом и умеренно холодной зимой. В восточных областях лесостепной и степной зон зима холодная и суровая. По мере движения с запада на восток уменьшается количество тепла, нарастает континентальность климата, снижается количество осадков.

Резкая континентальность Западной Сибири обусловлена беспрепятственным проникновением холодных арктических воздушных масс с севера и сухих масс из Казахстана и Средней Азии.

Европейская часть лесостепи, по В.Р. Волобуеву (1973), относится к умеренно теплой зоне. Континентальность низменностей Русской равнины обусловлена их удаленностью от Атлантического океана.

В европейской части зоны распространения лугово-черноземных почв среднегодовая температура воздуха составляет 4–11 °С, января –7...–13 °С, июля 19–21 °С. Почвы промерзают на глубину 50–100 см и находятся в замерзшем состоянии 3–4 месяца. По данным В.Р. Волобуева (1973), на междуречьях Русской равнины мощность снежного покрова составляет 14–25 см, промерзание почвы достигает 110 см, в суровые зимы – до 1,5 м.

В Западной и Восточной Сибири среднегодовая температура в основном отрицательная (–1...–3 °С). Лето короткое с температурой самого теплого месяца до 20 °С. Зима малоснежная с температурой самого холодного месяца до –21...–28 °С. Для лесостепи Западной Сибири характерно глубокое промерзание почв (до 3–3,5 м) и медленное их оттаивание. Нижние горизонты в течение всего лета холодные (5–7 °С). Почвы замерзают в середине октября, а оттаивают в середине апреля. В степи замерзание почв отмечается в конце ноября, а оттаивание – в середине апреля. Медленное оттаивание приводит к образованию верховодки.

Продолжительность периода с температурой выше 10 °С составляет в западных районах лесостепи 150–180 дней, в восточных – 90–120 дней, а в степной зоне 140–180 дней на западе и 97–140 дней на востоке. Сумма температур выше 10 °С изменяется в лесостепной зоне от 2400–3500° на западе до 1400–1600° на востоке; в степной зоне – от 2300–3500 до 1500–2300° соответственно.

Наибольшее количество осадков отмечается на западе и в Предкавказье – 500–600 мм в год. При движении на восток количество осадков уменьшается и составляет в Приволжье 300–400 мм, в Западной Сибири и Северном Казахстане – 300–350 мм. Влагообеспеченность уменьшается не только с запада на восток, но и с севера на юг. Значительная часть годовых осадков выпадает в летний период: в европейской части страны 30–40%, а в азиатской – до 50%. В целом рассматриваемая территория характеризуется недостаточным увлажнением. Лишь на севере черноземной зоны соотношение осадков и испаряемости приближается к 1, а уже на юге коэффициент увлажнения составляет 0,50–0,66.

Территория лесостепи и степи сильно подвержена засухам в мае и июне. Весной после таяния снега в лесостепной зоне в почву поступает такое количество воды, которое способно покрыть дефицит, образовавшийся в период летне-осеннего иссушения.

Водный режим лугово-черноземных почв изменяется в зависимости от дренированности поверхности. В приречных дренированных полосах

почвы развиваются в условиях периодически промывного или непромывного водного режима, на бессточных междуречьях – сезонно-десуктивно-выпотного. В целом по классификации А.А. Роде водный режим лугово-черноземных почв относится к типу выпотного, подтипу лугово-степного; по классификации В.А. Ковды – к типу промывного гидроморфного; Н.И. Базилевич определяет этот режим как попеременный промывной – десуктивно-выпотной. В последнем названии наиболее ясно отражается особенность этого режима, который характеризуется чередованием периодов глубокого промачивания почв талыми снеговыми водами и иногда обильными летними осадками и возвратного капиллярного поднятия влаги. В течение почти всего вегетационного периода сохраняется связь нижней части почвенного профиля с почвенно-грунтовыми водами через капиллярную кайму.

Формирование лугово-черноземных почв в понижениях рельефа и в нижних частях склонов обуславливает дополнительное увлажнение их за счет временного скопления вод поверхностного стока или за счет относительно неглубоких грунтовых вод. Это создает благоприятные условия для развития луговой растительности.

Рельеф и почвообразующие породы. Характерными чертами рельефа территорий, в пределах которых распространены лугово-черноземные почвы, являются равнинность и слабая расчлененность, а также обилие неглубоких западин, которые переводят поверхностный сток в грунтовый. Эти особенности рельефа способствуют поддержанию почвенно-грунтовых вод на определенной глубине.

В европейской части России распространение лугово-черноземных почв связано с водно-ледниковыми и аллювиальными равнинами (Окско-Донская равнина, Приднепровская низменность). Этой территории свойственны блюдцеобразные западины.

Наиболее распространенными почвообразующими породами являются покровные лессовидные суглинки, характеризующиеся отсутствием слоистости, валунов и наличием углекислого кальция. По данным П.Г. Адерикина (1981), здесь также распространены легкие пылевато-иловатые глины.

На территории Западной Сибири А.А. Ерохиной и Н.Н. Розовым (1962) выделены четыре геоморфологических района:

- 1) современная широкая долина Иртыша;
- 2) Прииртышская неогеновая равнина;
- 3) Прииртышское плато;
- 4) Ишимское палеогеновое плато.

В целом поверхностные отложения Западной Сибири представлены четвертичными породами, часто имеющими озерно-аллювиальный генезис. С поверхности эти отложения облессованы (Каретин, 1982).

Для почвообразующих пород характерен тяжелый гранулометрический состав, обуславливающий слабый внутренний дренаж. Часто материнские породы подстилаются водонепроницаемыми отложениями, что вызывает формирование горизонта грунтовых вод близко от поверхности.

Растительность лесостепной зоны представлена чередованием участков леса и луговых степей. В европейской части России лесные участки представлены широколиственными породами – дубом, липой, ясенем, кленом, в Западной и Восточной Сибири – березой с примесью осины и ивы. Участки остепненных лугов и луговых степей отличаются высокой видовой насыщенностью и представлены в основном разнотравно-злаковой густой растительностью. В Европейской лесостепи развиваются типчак, тонконог, ковыли, костер, шалфей, колокольчики, зопник, клевер, люцерна желтая и др. В Западной и Восточной Сибири в луговой степи преобладают прострел желтеющий, из злаков доминируют типчак ложноовечий, овсец пустынный, тимофеевка степная, мятлики, тонконог стройный, ковыль красный; из разнотравья – крестовник, астра альпийская, подмаренник желтый и другие луговостепные и луговые виды.

По данным В.А. Хмелева (1982), травостой на юге Западной Сибири обычно высокий (до 120 см). Проективное покрытие составляет 95–100%. Обильный травяной покров представлен высокостебельными разнотравно-злаковыми ассоциациями с преобладанием дерновинных и корневищных злаков (мятлик луговой, полевица белая, пырей ползучий, клевер, донник, девясил, подорожник).

В степной зоне в направлении с севера на юг выделяют разнотравно-типчачково-ковыльные и типчачково-ковыльные степи. В этом же направлении травостой разреживается, уменьшается доля многолетних растений и увеличивается роль однолетних, снижается видовая насыщенность, увеличивается количество ксерофитов.

В степях Западной Сибири растительный покров однообразный, преобладают ковыль, тырса, перистые ковыли, типчак, разнотравье немногочисленно. В Восточной Сибири ковылей меньше. В межгорных котловинах доминируют крупнополынные степи с полынью сизой и степными злаками.

9.2. Генезис лугово-черноземных почв

По мнению большинства исследователей (Орловский, 1946; Цыганов, 1950 и др.), предшественниками лугово-черноземных почв являются

ся луговые почвы. Согласно В.А. Ковде (1965, 1973), на равнинах Западной Сибири лугово-черноземные почвы эволюционировали из дерново-луговых пойменных почв. С понижением уровня грунтовых вод до 2,5–5,0 м начался период капиллярно-грунтового увлажнения, характерного для лугово-черноземных почв.

Е.А. Афанасьева и П.У. Бахтин (1963), изучавшие почвы зауральской части Западно-Сибирской лесостепи, отмечают глубокое промерзание и медленное оттаивание почв. В результате весной возникает обильный сток талых вод с положительных элементов рельефа в понижения с лугово-черноземными почвами. Влага осенних осадков фиксируется почвой в виде твердой фазы в сезонной мерзлоте, до оттаивания которой она не расходуется на испарение и транспирацию, что и создает обильное увлажнение почв в весенний период. Во второй половине лета происходит общий подъем почвенно-грунтовых вод и увлажнение профиля почв водами капиллярной каймы, что в случае их слабой минерализации положительно влияет на развитие растительности.

Основными процессами, формирующими лугово-черноземные почвы, являются дерновый, оглеение. Для диагностики этих почв важное значение имеет соотношение дернового процесса с оглеением. Степень оглеения определяется, прежде всего, особенностями гидрологического режима. Процесс оглеения, по Б.П. Ахтырцеву (1960), проявляется с разной интенсивностью, начиная с глубины 120–160 см (но не более 2 м) в виде ржавых железистых пятен. Четко заметные признаки оглеения (яркие голубые прожилки, общая сизоватость) проявляются лишь в той части профиля, которая на протяжении длительного времени служит водоносным горизонтом.

Ярким проявлением глеевого процесса служит наличие реликтовых образований, связанных с предшествующими периодами более обильного увлажнения, – железистых конкреций (ортштейны), формирование которых обусловлено поемно-болотным процессом. Большое количество этих конкреций содержат лугово-черноземные почвы Западной Сибири (Богданов, 1977). Почвы Русской равнины несут другие реликтовые признаки – кротовины, что свидетельствует о происхождении лугово-черноземных почв из более сухих.

В нижней части профиля лугово-черноземных почв активно протекает смена окислительно-восстановительных условий, а также для нее характерны низкая аэрация и периодическое иссушение. В результате этого в профиле формируются марганцево-железистые конкреции, максимум этих плотных новообразований, как отмечает Л.Н. Каретин (1982), наблюдается в горизонте В.

Лугово-черноземные почвы образуются в таких условиях увлажнения, при которых сравнительно небольшие колебания в количестве атмосферных осадков и температуры могут привести к изменению типа водного режима. Многолетние засушливые периоды с уменьшением количества осадков на 100–200 мм приводят к такому сокращению питания грунтовых вод и понижению их уровня, что капиллярно-пленочная влага не будет достигать даже нижних почвенных горизонтов. В этом случае по характеру водного режима лугово-черноземные почвы станут такими же, как автоморфные черноземы. Многолетние влажные периоды вызывают подъем почвенно-грунтовых вод и переход лугово-черноземных почв в луговые. Изменение водного режима влечет за собой изменения в солевом режиме, характере гумусонакопления и других процессах почвообразования. Такая чрезвычайно высокая чувствительность к атмосферному увлажнению является особенностью лугово-черноземных почв и обуславливает сложность истории их развития. Вероятно, в связи с климатическими изменениями в голоцене эти почвы прошли стадию луговых почв, черноземов, несколько циклов засоления – рассоления – осолодения.

Почвообразовательные процессы. В лугово-черноземных почвах наряду с дерновым процессом и процессом оглеения активно развивается процесс миграции карбонатов, в случае грунтового увлажнения – процессы гидрогенной аккумуляции карбонатов, гипса и легкорастворимых солей.

9.3. Морфологическое строение профиля и свойства

Лугово-черноземные почвы являются полугидроморфными аналогами черноземов с профилем А–АВ–В_{Ca}–С_{Caг}.

В генетическом отношении они занимают промежуточное положение между черноземами и луговыми почвами. И в черноземах, и в лугово-черноземных почвах ярко выражен хорошо развитый темноокрашенный зернисто-комковатый гумусовый горизонт, довольно постепенно переходящий в подгумусовый горизонт. Для этих почв также характерен карбонатно-иллювиальный горизонт. В целом набор генетических горизонтов в лугово-черноземных почвах тот же, что и в черноземах. Отличительными признаками морфологического строения являются следующие:

- нарастание влажности сверху вниз по профилю вплоть до уровня почвенно-грунтовых вод;
- железомарганцевые образования и пятна оглеения в нижней части профиля;

– повышенная гумусность верхней части гумусового горизонта при большей его мощности.

Свойства лугово-черноземных почв. По своим свойствам лугово-черноземные почвы близки к черноземам. Ил, полуторные оксиды и кремнезем равномерно распределены по профилю лугово-черноземных почв.

В большинстве своем они характеризуются тяжелым гранулометрическим составом. В илистой фракции по сравнению с черноземами большая доля принадлежит смешанослойным минералам, в результате чего эти почвы обогащены разбухающим компонентом. Содержание этих минералов в полугидроморфных почвах, развитых на лессовидных породах, может достигать 60%, тогда как в черноземах их около 40%.

По содержанию и запасам гумуса они несколько превосходят черноземы, в составе их гумуса относительное содержание гуминовых кислот выше, чем в черноземах. Запасы гумуса в лугово-черноземных почвах Окско-Донской низменности составляют 600–750 т/га, содержание гумуса часто превышает 10–12% и более, отношение $C_{гк}:C_{фк}$ достигает двух и более единиц.

Благодаря высокой гумусности верхние горизонты лугово-черноземных почв обладают повышенной емкостью катионного обмена – 50–60 мг-экв/100 г почвы и более. В составе обменных катионов преобладает кальций. Доля его в гумусовом горизонте может достигать 90% от емкости поглощения. Высокое содержание кальция объясняется его биологической аккумуляцией в условиях активно идущего дернового процесса. Доля магния в некоторых случаях составляет 30–50% от суммы обменных оснований. Эта особенность связана с воздействием грунтовых вод. В несолонцеватых родах обменного натрия содержится не более 1% от емкости обмена, в солонцеватых почвах на его долю приходится 4–5 мг-экв/100 г, что составляет менее 10%, иногда отмечается повышенное содержание обменного магния – до 25–40% от суммы поглощенных катионов. Содержание обменного водорода и алюминия в обычных лугово-черноземных почвах ничтожно, но в осолоделых почвах роль обменного водорода заметна – 2 мг-экв/100 г почвы (около 5% от емкости поглощения). Водород и алюминий в ППК появляются при повышенном увлажнении и интенсивном выщелачивании, что наблюдается в осолоделых и оподзоленных лугово-черноземных почвах. Эти почвы характеризуются высокой гидролитической кислотностью (6,1–6,5 мг-экв/100 г) и некоторой ненасыщенностью основаниями (степень насыщенности около 93%).

Реакция почвенного раствора близка к нейтральной, однако у почв, принадлежащих к разным родам, может быть отклонение в кислую или щелочную сторону.

Практически все лугово-черноземные почвы имеют карбонатный горизонт, обогащенный углекислыми солями. В нижней части лугово-черноземных засоленных почв аккумулируются легкорастворимые соли и гипс.

Лугово-черноземные почвы обладают водопрочной структурой, высокой порозностью гумусовых горизонтов (55–65%), хорошей водопроницаемостью, высокой водоудерживающей способностью.

Западносибирские лугово-черноземные почвы характеризуются довольно высоким содержанием гумуса (9–10% в горизонте A_1) и отличаются от окружающих их черноземов растянутостью гумусового горизонта. Как правило, содержание гумуса в количестве менее 1% отмечается ниже 90 см, тогда как в черноземах этой территории – ниже 60 см. По сравнению с европейскими лугово-черноземными почвами западносибирские характеризуются укороченностью гумусового горизонта при довольно высоком содержании гумуса, что является фациальной особенностью почв Сибири.

Лугово-черноземные почвы, развитые в Кузнецкой котловине, часто содержат карбонаты по всему профилю, но в верхних горизонтах их менее 1%, тогда как в нижней части профиля их количество увеличивается до 6–7% (табл. 23), что обусловлено влиянием близко расположенных грунтовых вод.

Таблица 23. Химические и физико-химические свойства лугово-черноземной почвы (Кузнецкая котловина)

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	CaCO ₃ , %	pH водн	Поглощенные катионы, мг·экв/100 г почвы		C _{гк} :C _{фк}
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	
A _{дк} 0–8	9,97	0,21	6,8	30,8	7,9	2,19
A _{лк} 10–20	5,83	0,63	6,9	31,9	7,7	1,55
AB _к 30–40	3,49	0,41	6,9	30,3	8,0	1,64
AB _к 60–70	1,46	0,49	6,9	30,7	7,3	0,76
B _{1кг} 90–100	0,92	7,85	7,6	31,0	7,1	0,79
B _{2кг} 130–140	0,46	7,39	7,4	29,8	6,7	0,91
BC _{кг} 150–160	0,39	7,54	7,5	31,4	7,0	0,82
C _{кг} 180–190	0,13	7,07	7,5	31,2	7,2	0,36

Реакция почвенного раствора нейтральная. Почвенный поглощающий комплекс насыщен катионами кальция и магния, содержание которых в сумме составляет около 40 мг·экв/100 г почвы, что является относительно невысоким для почв данного типа и объясняется спецификой минералогического состава илистой фракции исследованных почв. В составе гумуса преобладают ГК (а среди них гуматы кальция), отношение $C_{гк}:C_{фк}$ превышает 2 единицы, тип гумуса в верхней части профиля гуматный.

9.4. Классификация и диагностика лугово-черноземных почв

В типе лугово-черноземных почв Е.Н. Иванова (1976) выделяет три подтипа:

- луговато-черноземные почвы поверхностного увлажнения;
- луговато-черноземные почвы грунтового и смешанного увлажнения;
- лугово-черноземные почвы грунтового и смешанного увлажнения.

В соответствии с «Классификацией и диагностикой почв СССР» (1977) тип лугово-черноземных почв по типу водного питания и степени выраженности гидроморфных явлений делится на два подтипа:

- луговато-черноземные;
- лугово-черноземные.

Луговато-черноземные почвы формируются под влиянием временного усиленного увлажнения водами поверхностного стока или резкого паводкового затопления при глубоких водах (более 6–7 м в породах тяжелого гранулометрического состава и более 4 м в легких породах), когда пленочно-капиллярное поднятие влаги не достигает почвенного профиля. Эти почвы приурочены к ложбинам, плоским водосборным понижениям в вершинах оврагов, небольшим западинам на водоразделах, подсклоновым депрессиям и надпойменным террасам.

По морфологии и свойствам луговато-черноземные почвы очень близки к автоморфным черноземам, отличаясь от них повышенной гумусностью, большей глубиной гумусовой прокраски в горизонте В, слабыми и неустойчивыми признаками глубинного переувлажнения (ржаво-охристые жилки, оливково-серые примазки на глубине 2–3 м).

Лугово-черноземные почвы формируются под влиянием смешанного периодического увлажнения водами поверхностного стока и более постоянного грунтового увлажнения либо в условиях залегания грунтовых вод на глубине 3–6 м. Почвенный профиль в этом случае устойчиво находится в зоне пленочно-капиллярного поднятия грунтовой влаги.

Приурочены лугово-черноземные почвы главным образом к понижениям мезорельефа, но местами образуют обширные контуры, как, например, на слабодренированных равнинах Западной Сибири.

Лугово-черноземные почвы по сравнению с луговато-черноземными, согласно «Классификации и диагностике почв СССР» (1977), характеризуются более явными признаками гидроморфности, а именно:

- интенсивным гумусонакоплением;
- большей мощностью гумусового горизонта;
- устойчивым оглеением нижней части профиля;
- пропиточно-мергелистым характером карбонатного горизонта.

Роды в подтипах рассматриваемых почв выделяются по особенностям строения профиля, определяемым свойствами породы и составом грунтовых вод, а также по признакам, унаследованным от предшествующего почвообразования.

В число самостоятельных родов выделены следующие:

1. Обычные – вскипают в средней или нижней части гумусового горизонта, не засолены, не солонцеваты, не осолодели.

2. Карбонатные – характеризуются устойчивым поверхностным вскипанием, т.е. наличием карбонатов во всем почвенном профиле. Карбонатные выделения могут быть ясно различимы в гумусовом горизонте в виде прожилок и псевдомицелия.

3. Оподзоленные – в гумусовом горизонте имеют остаточные признаки воздействия подзолистого процесса в виде слабой кремнеземистой присыпки.

4. Выщелоченные – характеризуются промытостью профиля от карбонатов на значительную глубину.

5. Засоленные (или солончаковатые) – засолены легкорастворимыми солями на глубине 30–80 см.

6. Осолоделые – характерна белесая присыпка в гумусовом горизонте, большая потечность гумусовой окраски, дифференцированность профиля по содержанию ила и полуторных оксидов, относительно высокое вскипание и залегание легкорастворимых солей, слабощелочная реакция.

7. Остаточно-солонцеватые – имеют морфологические, химические и физические свойства солонцеватых почв при отсутствии или очень низком содержании обменного натрия (менее 3% емкости катионного обмена).

8. Солонцевато-засоленные.

9. Щельные – формируются на иловато-глинистых породах очень плотного слитого сложения в условиях резко континентального климата. Характерно образование глубоких трещин и засыпание в них мелкозема

из гумусовых горизонтов. Вскипание от соляной кислоты наблюдается в гумусовом горизонте или с поверхности.

10. Слитые – характерна исключительная плотность горизонта В, слабая его водопроницаемость и глыбисто-призмовидная структура.

Виды в лугово-черноземных почвах принято выделять по мощности гумусового горизонта и содержанию гумуса аналогично черноземам.

По мощности гумусового горизонта выделяют четыре вида почв:

- сверхмощные – более 120 см;
- мощные – 120–80 см;
- среднемощные – 80–40 см;
- маломощные – 40–25 см.

По содержанию гумуса в типе лугово-черноземных почв выделяют те же градации для видов, что и в черноземах, а именно:

- тучные – более 9%;
- среднегумусные – 9–6%;
- малогумусные – 6–4%;
- слабогумусированные – менее 4%.

В соответствии с «Классификацией и диагностикой почв России» (2004) лугово-черноземные почвы не образуют самостоятельного типа, а переведены на подтиповой уровень. Они относятся к стволу постлитогенных, отделу аккумулятивно-гумусовых почв и выделяются в типах черноземов на уровне следующих подтипов:

- 1) глееватые и гидрометаморфизованные в типе черноземов глинисто-иллювиальных;
- 2) гидрометаморфизованные в типах черноземов и черноземов текстурно-карбонатных.

Использование. Обогащенность лугово-черноземных почв гумусом, валовым азотом и фосфором, а также лучшая по сравнению с черноземами влагообеспеченность позволяют отнести эти почвы к группе почв с высоким потенциальным плодородием, более высоким, чем в черноземах, что особенно резко сказывается в засушливые годы. Вместе с тем содержание подвижных форм фосфора и калия, доступных растениям, невелико (ниже, чем в черноземах). Лугово-черноземные почвы по содержанию подвижного фосфора относятся к низко обеспеченным, так как основная часть его прочно связана гумусом. Кроме этого, наличие карбонатов, обуславливая щелочную реакцию среды, иммобилизует фосфорные соединения, что делает их недоступными для растений. При высоком содержании валового азота основная часть его входит в состав гумуса и труднодоступна для растений. Этот азот служит резервом для образования в почве нитратных и аммиачных его форм.

Лугово-черноземные почвы, обладая высоким потенциальным плодородием, хорошо отзываются на внесение минеральных удобрений, особенно фосфорных и азотных.

На лугово-черноземных почвах получают высокие урожаи зерновых (озимой ржи, яровой пшеницы, ячменя, овса), зернобобовых, корнеклубнеплодов, пропашных и овощных культур. Однако на этих почвах из-за осеннего переувлажнения возможно полегание зерновых культур, что наряду с поздним поспеванием этих почв весной (они дольше просыхают) создает неблагоприятные условия для теплолюбивых культур с длительным периодом вегетации. На лугово-черноземных почвах имеют высокую ценность кормовые, сенокосные и пастбищные угодья.

Рациональное использование лугово-черноземных почв включает те же мероприятия, что и использование черноземов. Однако орошение их требует особенно внимательного подхода, поскольку здесь возможен очень быстрый подъем уровня почвенно-грунтовых вод с последующим заболачиванием и засолением.

10. КАШТАНОВЫЕ ПОЧВЫ

Каштановые почвы формируются в условиях сухих степей суббореального пояса. Они занимают на земном шаре 262,2 млн га. В Евразии они образуют полосу южнее черноземной зоны, в Северной Америке – западнее черноземной зоны на более высоких абсолютных отметках. На территории бывшего Советского Союза площадь каштановых почв составляет 107 млн га. Они распространены на юге Молдавии, Украины, по побережью Черного и Азовского морей, в Восточном Предкавказье, в Среднем и Нижнем Поволжье, Казахстане, южной части Западной Сибири (Кулунда), отдельными массивами встречаются в Средней Сибири (Минусинская впадина, Тувинская котловина) и Забайкалье. Гумусовый горизонт этих почв имеет каштановую окраску, в первом метре почвенного профиля присутствуют обильные выделения карбонатов, а во втором – гипса (не во всех почвах). На северной границе распространения каштановые почвы по своим свойствам и признакам близки к черноземам южным (темно-каштановые почвы), на южной границе – к бурым полупустынным (светло-каштановые почвы).

Термин «каштановые почвы» ввел В.В. Докучаев в 1883 г., как особый тип эти почвы он выделил в классификации 1900 г.

10.1. Условия почвообразования в зоне сухих степей

Климат. Каштановые почвы являются зональным типом сухих степей, формируются в области суббореального субаридного (семиаридного) климата, для которого характерны теплое засушливое лето и холодная зима с незначительным снежным покровом. Высота его в разных частях зоны колеблется от 15 до 40 см.

Средняя годовая температура воздуха составляет 5–9 °С в европейской части зоны и 2–3 °С в азиатской. Температура июля в среднем 20–25 °С, января – изменяется с запада на восток от –5 до –25 °С.

Продолжительность периода с температурой выше +5 °С на западе зоны 215–225 дней, на востоке – 150–160 дней. Сумма активных температур (более 10 °С) – 3300–3500° в западной части и 1600–2100° в восточной.

Ежегодное количество осадков на севере зоны составляет 350–400 мм, в центре – 320–350 мм, на юге – около 250–300 мм. В восточных районах осадки не превышают 200–300 мм. Максимум их приходится на летний период. Дожди часто имеют ливневый характер. Испаряемость превышает количество осадков, коэффициент увлажнения изменяется от 0,25–0,30 в южной части зоны до 0,30–0,35 в центральной и 0,35–0,45 в северной. Часты суховеи. Для каштановых почв характерен непромывной тип водного режима, обуславливающий перемещение веществ лишь в пределах почвенного профиля.

Рельеф и почвообразующие породы. Рельеф в зоне каштановых почв преимущественно равнинный или слабоволнистый, связанный с водно-аккумулятивными низменностями, отчетливо выражен микрорельеф, обуславливающий различия в водно-солевом режиме. Широко распространены степные западины, в которых формируются солонцы, солоды, лугово-каштановые почвы, что приводит к созданию большой комплексности почвенного покрова.

Почвообразующие породы представлены лессовидными суглинками, засоленными морскими отложениями, элюво-делювием различных коренных пород (засоленных, незасоленных, карбонатных, бескарбонатных).

На Приволжской возвышенности встречаются отложения мелового и третичного периодов: кварцево-карбонатные и глауконитовые пески и супеси, палеогеновые засоленные суглинки и глины, продукты выветривания песчаников, известняков и мелоподобных мергелей. В Заволжье широко распространены сырцовые глины и суглинки.

В Прикаспийской низменности встречаются преимущественно желто-бурые карбонатные, а иногда и засоленные суглинки, перекрывающие шоколадные глины арало-каспийской трансгрессии.

Подуральское плато покрыто толщей четвертичных отложений, представленных бурыми суглинками и глинами, встречаются выходы коренных пород, на элювии которых формируются каштановые почвы.

На Тургайской возвышенности широко распространены карбонатные тяжелые суглинки и глины.

В южной части Западно-Сибирской равнины материнские породы представлены древнеаллювиальными отложениями, подстилаемыми морскими засоленными осадками.

Огромная часть зоны каштановых почв расположена в пределах Казахского мелкосопочника, отличающегося увалисто-волнистым рельефом с большим количеством сопок и низких гор. Почвообразующими породами здесь являются желто-бурые часто скелетные карбонатные

суглинки, встречаются пестроцветные третичные засоленные отложения тяжелого гранулометрического состава.

В межгорных котловинах юга Сибири каштановые почвы часто развиваются на опесчаненных известковых отложениях. В Южном Забайкалье они формируются на хрящеватых легких пролювиально-делювиальных отложениях.

Растительность сухостепной зоны характеризуется низкорослостью и изреженностью травянистого покрова. Степень проективного покрытия составляет 50–70%. В пределах Прикаспия и Казахстана в направлении с севера на юг выделяют три подзоны сухих степей: типчаково-ковыльные, полынно-типчаковые и типчаково-полынные. В подзоне светло-каштановых почв значительна примесь эфемеров и эфемероидов, среди которых наибольшее распространение имеют мятлик луковичный, тюльпаны, ирисы. Большое место занимают кустарники – карагана, спирея. На засоленных и солонцеватых каштановых почвах формируются своеобразные ассоциации из полыни, прутняка, ромашника, здесь произрастают грудница шерстистая, тысячелистник благородный. Поверхность почвы покрыта корочками лишайников, синезеленых и диатомовых водорослей.

В сухих степях биомасса растительных сообществ составляет в среднем около 200 ц/га, при этом более 90% приходится на корни. Ежегодный прирост зеленой массы около 30 ц/га, прирост корней 110 ц/га. В биологический круговорот вовлекается примерно 600 кг/га зольных элементов и около 150 кг/га азота ежегодно. Возврат приблизительно равен потреблению. Среди элементов, участвующих в круговороте, доминируют азот, кремний, калий.

Численность микроорганизмов в каштановых почвах практически не отличается от таковой в черноземах, но биологическая активность слабее вследствие большей аридности климата.

10.2. Генезис каштановых почв

Генезис каштановых почв, начиная с В.В. Докучаева и Н.М. Сибирцева, принято связывать с засушливостью климата и ксерофильным характером растительности, высокой интенсивностью процессов минерализации растительных остатков и гумуса и ослаблением процессов гумусонакопления по сравнению с черноземами. С аридностью климата связана слабая выщелоченность профиля от карбонатов, гипса и легкорастворимых солей. Согласно В.А. Ковде (1950), каштановые почвы, формирующиеся на пониженных равнинах сухой степи, имеют палеогидроморфное прошлое, например почвы Прикаспийской низменности. Как установле-

но И.В. Ивановым (1984, 1992), светло-каштановые почвы бессточной равнины Северного Прикаспия прошли в своем развитии этапы и стадии луговости, засоления, рассоления, осолонцевания, остепнения.

В формировании профиля каштановых почв участвуют те же процессы, что и в формировании черноземов, а именно дерновый, миграция и аккумуляция карбонатов. Однако дерновый процесс выражен существенно слабее, чем в черноземах.

При разложении растительных остатков полынных группировок наряду с кремнием, магнием и полуторными оксидами образуется большое количество щелочных металлов, которые обуславливают развитие солонцеватости. Наложение элементов солонцового процесса на зональное проявление дернового процесса – одна из важнейших особенностей педогенеза в зоне сухих степей. Наиболее четко признаки солонцового процесса проявляются в светло-каштановых почвах. На выраженность солонцового процесса влияют следующие факторы:

- гранулометрический состав;
- характер рельефа;
- засоленность и карбонатность почвообразующих пород.

Более высокая степень солонцеватости отмечается в почвах тяжелого гранулометрического состава при формировании их в нижней трети части склонов, а также на сильнозасоленных материнских породах. На породах с высоким содержанием карбонатов признаки солонцеватости проявляются слабо или отсутствуют.

Для зоны каштановых почв характерна высокая комплексность почвенного покрова, причинами которой являются следующие:

- 1) выраженный микрорельеф, обуславливающий различия в водно-солевом режиме микроповышений и микропонижений;
- 2) пестрота в свойствах почвообразующих пород (различная водопроницаемость и выщелоченность от солей);
- 3) бессточность территории и ее слабая дренированность;
- 4) деятельность землероев (вынос на поверхность засоленного грунта, что приводит к развитию солонцов и солонцеватых почв);
- 5) пятнистость растительности на фоне сухого климата и бессточности территории.

Исключительно высокая комплексность почвенного покрова отмечается на Прикаспийской низменности.

10.3. Морфологическое строение профиля и свойства

Профиль каштановых почв имеет следующее строение:

А – гумусовый горизонт, каштановый с буровато-серым или коричнево-серым оттенком, пороховато-мелкозернистой структуры, нередко с поверхности слоеватый; мощность 15–30 см.

AB₁ – слабее прокрашенный гумусом, серовато-бурый, комковатый или призмевидно-комковатый, обычно вскипает от HCl; мощность около 10 см.

AB₂ – неоднородно окрашенный, с темными серовато-бурыми гумусированными языками на буровато-палевом фоне, призмевидно-крупнокомковатый; характерны ходы крупных червей, редкие кротовины; вскипает от HCl; мощность около 10 см.

B_{ca} – буровато-желтый, плотный, призмевидный или призмевидно-ореховатый, пропитанный карбонатами; карбонаты выделяются в виде обильной белоглазки, прожилок или мучнистых скоплений в зависимости от термического режима и свойств почвообразующих пород; мощность 50–100 см.

B_{cs} – более светлый и однородный по окраске, более рыхлый, с очень редкими выделениями карбонатов и вкраплениями гипса в виде друз, гнезд, прожилок; в нижней части горизонта отмечаются выделения легкорастворимых солей; в почвах некоторых фаций и провинций этот горизонт отсутствует.

C – материнская порода, содержащая карбонаты, гипс, скопления легкорастворимых солей.

В целом по своим свойствам каштановые почвы во многом сходны с черноземами. Их профиль тоже состоит из гумусового и карбонатного горизонтов, а также часто содержит гипсовый и солевой горизонты.

Свойства каштановых почв. Для несолонцеватых каштановых почв характерна недифференцированность профиля по илу. В солонцеватых почвах наблюдается заметное перемещение илистой фракции из верхнего горизонта в горизонт В. Чем сильнее выражена солонцеватость, тем более заметна дифференциация профиля по содержанию ила.

В составе илистой фракции в почвах, развитых на лессовидных породах, преобладают гидрослюды, затем смешанослойные смектит-гидрослюдистые минералы, содержание каолинита низкое. В крупных фракциях находятся преимущественно кварц, полевые шпаты, слюды и роговые обманки.

Валовое содержание кремнекислоты в каштановых почвах по всему профилю одинаково. Незначительное скопление ее по сравнению с нижними горизонтами отмечается в горизонте А, более высокое содержание кремнекислоты в этом горизонте характерно для осолоделых каштановых почв.

Содержание полуторных оксидов определяется степенью солонцеватости и осолодения. В каштановых солонцеватых и сильносолонцеватых почвах, имеющих признаки осолодения, отмечается заметное увеличение R₂O₃ в горизонте В.

Более резкое перераспределение в ходе педогенеза претерпевают карбонаты, максимальное скопление которых часто отмечается на глубине 50–60 см.

Таблица 24. Некоторые химические и физико-химические свойства каштановых почв юга Сибири

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	CaCO ₃ , %	Поглощенные катионы, мг экв/100 г почвы			pH водн
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма	
Минусинская впадина (разрез 7–99)						
A _{дк} 0–5	4,20	6,42	23,54	1,50	25,04	7,6
A _к 5–12	3,79	11,12	27,55	2,51	30,06	7,6
A _к 12–17	3,04	11,55	25,50	4,00	29,50	7,6
B _к 17–22	2,38	15,83	24,54	3,50	28,04	7,6
B _к 22–30	1,07	22,25	23,30	4,00	27,30	8,3
BC _к 30–40	0,86	22,25	22,04	3,00	25,04	9,1
C _к 40–45	0,18	15,40	22,04	2,50	24,54	9,3
Минусинская впадина (разрез 8–99)						
A _{дк} 0–4	3,55	0,85	26,55	3,51	30,06	7,3
A _к 4–9	2,12	0,85	25,50	2,00	27,50	7,4
B _к 13–18	1,56	0,85	24,54	1,01	25,55	7,6
B _к 21–31	1,03	2,14	27,54	1,02	28,56	8,1
B _к 35–45	0,68	10,70	26,04	1,01	27,05	8,3
BC _к 51–61	0,18	5,56	20,04	1,04	21,08	8,6
C _к 61–71	0,10	4,28	20,04	0,54	20,58	8,6
Кулунда (разрез 1–08)						
A _д 0–10	3,71	Нет	21,70	0,71	22,41	7,13
A 15–25	1,73	—/—	20,50	1,12	21,62	7,22
AB 30–40	1,46	—/—	19,40	1,00	20,40	7,16
B _{1к} 45–55	1,02	0,37	19,20	0,21	19,41	7,66
B _{2к} 60–70	0,71	2,60	16,50	1,00	17,50	7,88
B _{2к} 85–95	0,45	2,23	19,70	2,50	21,20	8,12
BC _к 122–132	0,18	2,03	19,60	1,12	20,72	8,25
C _к 142–152	0,11	1,12	19,70	1,12	20,82	8,25
Кулунда (разрез 4–08)						
A _д 0–10	3,15	Нет	14,90	8,30	23,20	7,11
A 15–25	1,32	—/—	14,90	2,60	17,50	7,35
AB 35–45	1,30	—/—	17,80	1,60	19,40	7,44
B _{1к} 55–65	0,73	3,13	15,60	5,00	20,60	8,02
B _{2к} 85–95	0,53	17,29	19,40	1,00	20,40	8,19
BC _к 115–125	0,19	8,67	19,50	1,00	20,50	8,32
C _к 135–145	0,05	3,93	12,90	4,50	17,40	8,32

Содержание гумуса в верхнем горизонте суглинистых темно-каштановых почв составляет 4–5% и постепенно уменьшается вниз по профилю. Содержание азота 0,25–0,35%, валового фосфора 0,1–0,2%. В разновидностях легкого гранулометрического состава все показатели снижаются. Запасы гумуса в метровой толще составляют в среднем 200 т/га. В составе гумуса горизонта А преобладают гуминовые кислоты, отношение $C_{\text{гк}}:C_{\text{фк}}$ более 1. Отношение $C:N = 6-11$.

Емкость поглощения 30–35 мг·экв/100 г почвы. Почвенный поглощающий комплекс полностью насыщен катионами кальция и магния. В составе ППК преобладает кальций (70–75% от емкости), на долю магния приходится 20–25%, количество натрия незначительно (около 1 мг·экв/100 г). Реакция почвенного раствора слабощелочная (рН водной вытяжки 7,2–7,3), с глубиной щелочность возрастает.

Каштановые почвы занимают переходное положение между темно-каштановыми и светло-каштановыми. Гумуса в верхнем горизонте каштановых суглинистых почв 3–4%, азота 0,15–0,25%, фосфора 0,1–0,2%. Емкость поглощения 20–30 мг·экв/100 г. Ниже приводится характеристика их свойств на примере легкосуглинистых почв, развитых на юге Сибири (Минусинская впадина, Хакасия) и в Кулундинской степи (табл. 24). Особенностью хакасских почв является малая мощность профиля в связи с формированием их на щебнистых элювиально-делювиальных известковых породах, наличие карбонатов по всему профилю и довольно высокая щелочность нижних горизонтов. Кулундинские каштановые почвы, развитые на опесчаненных желтовато-бурых древнеаллювиальных отложениях, характеризуются большей мощностью гумусового горизонта и профиля в целом, более глубоким положением карбонатных горизонтов.

В светло-каштановых суглинистых почвах гумуса 2–3%, азота 0,15–0,20%, фосфора 0,08–0,2%. Емкость поглощения 15–25 мг·экв/100 г почвы. В составе ППК преобладают кальций и магний, от 3 до 15% от емкости поглощения приходится на обменный натрий. Реакция водной вытяжки слабощелочная в верхних горизонтах (рН 7,2–7,5), в нижних горизонтах рН достигает 8 единиц.

Непромывной тип водного режима обуславливает аккумуляцию на различной глубине карбонатов, гипса и легкорастворимых солей. В верхней части профиля преобладают бикарбонаты щелочных и щелочноземельных металлов. На глубине 50–60 см выделяется карбонатный горизонт, в первой половине второго метра появляются гипсовые новообразования, ниже – аккумуляции легкорастворимых солей.

Несолонцеватые каштановые почвы содержат незначительное количество водорастворимых солей, плотный остаток водной вытяжки в верхней части профиля не превышает 0,1%. Заметное накопление солей отмечается на глубине 120–160 см. В составе их преобладают сульфаты щелочных и щелочноземельных металлов. Каштановые почвы, развитые на третичных засоленных отложениях, характеризуются сульфатно-хлоридным химизмом засоления. Глубина залегания солевых горизонтов уменьшается от темно-каштановых почв к светло-каштановым, в пределах каждого подтипа глубина их уменьшается с повышением степени солонцеватости и утяжелением гранулометрического состава.

10.4. Классификация и диагностика каштановых почв

В соответствии с «Классификацией и диагностикой почв СССР» (1977) в типе каштановых почв выделяют три подтипа: темно-каштановые, каштановые и светло-каштановые. Основным критерием для их разделения является степень гумусированности: в верхнем горизонте темно-каштановых почв содержится 4–5% гумуса, каштановых – 3–4%, в светло-каштановых – 2–3%.

Для *темно-каштановых почв* характерна темно-серая окраска с коричневым оттенком, комковатая и комковато-зернистая структура гумусового горизонта в целинных почвах и пылевато-комковатая – в пахотных. Мощность гумусового горизонта (А+В) составляет 35–45 см и более, вскипание от НС1 отмечается на глубине 45–50 см, гипс и легкорастворимые соли обнаруживаются в конце второго метра.

Каштановые почвы имеют меньшую мощность гумусового горизонта (30–40 см), вскипают на глубине 40–45 см, максимальное скопление солей отмечается около 2 м.

Для *светло-каштановых почв* характерна небольшая мощность гумусового горизонта (25–35 см), часто отличающегося бесструктурностью. Вследствие слабого промачивания карбонатный горизонт залегает ближе к поверхности, чем в первых двух подтипах. Гипсовый горизонт обнаруживается на глубине 110–120 см. Более высокое скопление солей способствует проявлению признаков солонцеватости. В солонцеватых светло-каштановых почвах отмечается более четкая дифференциация профиля по илу и валовому химическому составу минеральной части: характерно обеднение илистой фракцией горизонта А и обогащение илом и полуторными оксидами горизонта В, который выделяется более темной окраской, плотным сложением и крупной ореховато-призматической структурой.

В светло-каштановых почвах с признаками осолодения верхний горизонт имеет более светлую окраску, плитчато-листоватую структуру и более рыхлое сложение.

Внутри подтипов выделяют следующие роды:

1. Обычные – сохраняют подтиповые признаки и свойства.
2. Глубоковскипающие – образуются на породах легкого гранулометрического состава. Вследствие высокой водопроницаемости карбонаты выщелочены на глубину 1,0–1,5 м, гипсовый горизонт при этом отсутствует.

3. Карбонатные – отличаются повышенным содержанием карбонатов с самой поверхности, образуются на обогащенных карбонатами породах.

4. Карбонатные перерытые.

5. Солончаковатые – развиваются на засоленных породах, в пределах первого метра отмечается повышенное содержание (более 0,25%) легкорастворимых солей.

6. Солонцеватые – характеризуются уплотненностью нижней части гумусового горизонта, что обусловлено обогащением ее коллоидными частицами, а также комковато-призмовидной или глыбистой структурой с различной степенью выраженности на гранях структурных отдельных лакировки (буровато-коричневой корочки) в этом горизонте. Содержат обменный натрий в количестве более 5% от емкости катионного обмена (ЕКО). Чем сильнее солонцеватость, тем интенсивнее выражена лакировка.

7. Солонцевато-осолоделые – характеризуются признаками осолодения в верхней или нижней части гумусового горизонта в виде присыпки SiO_2 на гранях структурных отдельных, плитчатой или листоватой структуры. Эти почвы находятся на стадии рассоления.

8. Глубокосолонцеватые.

9. Остаточно-солонцеватые – имеют морфологически выраженные признаки солонцеватости, но без заметного содержания обменного натрия. Солонцеватость в этом случае рассматривается как свойство остаточного характера.

10. Неполноразвитые – формируются на плотных породах, имеют неполноразвитый профиль и очень малую мощность гумусового горизонта.

Виды выделяют по мощности гумусового горизонта (A+AB):

- мощные – более 50 см;
- среднемощные – 30–50 см;
- маломощные – 20–30 см;
- очень маломощные – менее 20 см.

Среди каштановых почв много солонцеватых, содержащих обменный натрий в количестве 3–15% от емкости поглощения, в связи с чем выделяют виды по содержанию обменного Na^+ :

- слабосолонцеватые – 3–5% от ЕКО;
- среднесолонцеватые – 5–10% от ЕКО;
- сильносолонцеватые – 10–15% от ЕКО.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), каштановые почвы выделяются в створе постлитогенных, отделе аккумулятивно-карбонатных малогумусовых почв на уровне типа каштановых почв с подразделением на следующие подтипы:

- типичные;
- солонцеватые (отличаются ясными признаками солонцеватости в ксерометаморфическом горизонте, имеющем темно-коричневый цвет, крупную призматическую структуру и глянцевую поверхность педов);
- засоленные (отличаются присутствием в пределах верхних 100 см почвенного профиля легкорастворимых солей в количестве выше 0,2%, в верхнем 20-сантиметровом слое содержание солей меньше 1%);
- гидрометаморфизованные (формируются при дополнительном поверхностном увлажнении за счет аккумуляции вод поверхностного стока в отрицательных элементах рельефа, реже – при участии грунтового увлажнения при залегании грунтовых вод на глубине 4–5 м, отличаются более темной по сравнению с типичными каштановыми почвами окраской гумусового горизонта и более глубоким проникновением гумуса, характерны грязно-оливковые тона окраски в средней части профиля);
- турбированные (характеризуются нарушенной верхней частью профиля и присутствием поверхностного слоя, состоящего из крупных фрагментов гумусового и ксерометаморфического горизонтов).

Использование. Каштановые почвы являются потенциально плодородными, однако урожай сельскохозяйственных культур лимитируется недостатком воды. Культуры страдают и от суховеев. Успешное земледелие в зоне сухих степей возможно только на фоне мероприятий по накоплению влаги на полях путем снегозадержания, полезащитного лесоразведения и особых агротехнических приемов (зяблевая вспашка, пары, глубокое безотвальное рыхление, посев кулис из высокостебельных культур). Важную роль в повышении плодородия каштановых почв играет орошение.

На темно-каштановых и каштановых почвах возделывают твердую пшеницу, кукурузу, просо, подсолнечник, бахчевые и другие культуры.

Факторами снижения плодородия почв являются водная эрозия и дефляция, в связи с чем необходима их противоэрозионная защита.

С целью повышения урожайности пахотных почв рекомендуется внесение удобрений. Высокое действие оказывают азотные, фосфорные и калийные удобрения на фоне орошения, без орошения наиболее эффективны фосфорные. На солонцеватых почвах предпочтение следует отдавать физиологически кислым удобрениям. Кроме этого, солонцеватые каштановые почвы нуждаются в проведении химической мелиорации (например, гипсование на фоне орошения, травосеяния и внесения удобрений). Сильносолонцеватые почвы и комплексы с солонцами должны использоваться как пастбища, для этого на них необходимо создавать продуктивную травостой из засухоустойчивых и солеустойчивых культур (донник, люцерна, житняк и др.).

11. СОЛОНЦЫ

Солонцы – это почвы, содержащие в иллювиальном горизонте В обменный натрий в количестве более 15–20% от ЕКО.

Солонцеватыми почвами являются почвы, имеющие некоторые признаки солонцов, а именно: щелочную реакцию, наличие обменного натрия в ППК в количестве от 3–5 до 15% от ЕКО, глыбистую или призматическую структуру, плотность и слитость почвенной массы в горизонте В.

Распространение. Солонцы не образуют единой зоны, а встречаются либо крупными массивами, либо пятнами среди почв другого генезиса на всех континентах. Площадь солонцов на земном шаре составляет 77,7 млн га, а вместе с солонцеватыми почвами – 212,0 млн га. Наиболее широко они распространены в суббореальном, затем тропическом и субтропическом поясах.

11.1. Условия почвообразования и генезис солонцов

Климат. Солонцы формируются в субаридных и аридных (но не пустынных) областях различных термических поясов. Количество осадков колеблется от 100 до 600 мм, коэффициент увлажнения составляет 0,2–0,9. Тепловой режим в разных термических поясах резко различен.

Рельеф. Солонцы, как и солончаки, приурочены к равнинным пониженным элементам макрорельефа, к крупным тектоническим впадинам земли, таким как Западно-Сибирская равнина, Прикаспийская, Приднепровская, Среднедунайская низменности, надпойменным террасам рек и озер.

Почвообразующие породы. Солонцы формируются на разнообразных рыхлых мелкозернистых породах. Часто их образование связано с засоленными морскими породами. Так, например, на территории Окско-Донской низменности автоморфные солонцы приурочены к выходам третичных засоленных глин.

Биологический фактор. Растительность солонцов представлена такими сообществами специфической солонцовой флоры, как полынь, кохия, камфоросма, ромашник, кермек и другие специфические расте-

ния с глубокой корневой системой. На солонцах лесостепной и степной зон в состав растительных ассоциаций входят злаки, например типчак, обладающий поверхностной корневой системой, образующей дернину.

Показатели биологического круговорота в различных природных зонах неодинаковы. Характерными чертами являются:

- значительное преобладание подземной биомассы над надземной (в 20 и более раз);
- повышенная зольность (у полыней, кермека до 10%);
- заметное участие натрия, серы, хлора в составе зольных элементов.

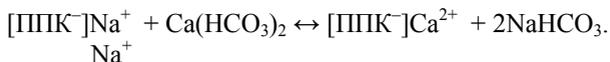
Микрофлора солонцов менее обильна и менее разнообразна по сравнению с микрофлорой окружающих зональных почв. В них нет, например, дрожжевых грибов. Биологическая активность солонцов в несколько раз ниже активности зональных почв. Содержание всех микроорганизмов и биологическая активность резко (в сотни раз) уменьшаются в плотном иллювиальном солонцовом горизонте В по сравнению с вышележащими. На поверхности солонцов обильны водоросли. Некоторые исследователи (Большев, 1972) придают им важное значение в разрушении минералов поверхностного слоя солонцов, т.е. осолодении.

Солонцы бедны беспозвоночными почвообитающими животными. Здесь часто отсутствуют дождевые черви, многоножки, муравьи и другие животные, осуществляющие рыхление и перемешивание почвенной массы.

Генезис солонцов. Физико-химическую природу образования солонцов первым выявил К.К. Гедройц (1912), показав, что главную роль здесь играет высокое содержание обменного натрия, пептизирующего почвенные коллоиды. Позже было установлено, что некоторые почвы, диагностируемые по всем признакам как солонцы, не обладают высоким содержанием обменного натрия, но обогащены обменным магнием.

К.К. Гедройц путем лабораторных опытов и сравнительно-географических исследований доказал, что солонец возникает из солончака. Согласно коллоидно-химической теории К.К. Гедройца, солонцы образуются в процессе рассоления солончаков, засоленных нейтральными солями натрия. В почвах, содержащих большое количество натриевых солей, создаются условия для насыщения ППК натрием путем вытеснения из него других катионов. Почвенные частицы, насыщенные натрием, теряют агрегатное состояние вследствие высокой гидратации иона натрия. Коллоиды, обогащенные натрием, обладают способностью удерживать на своей поверхности воду, сильно набухают, приобретают

устойчивость против коагуляции и значительную подвижность. При высоком содержании иона натрия резко возрастает растворимость органических и минеральных соединений почвы в результате появления щелочной реакции. Эта реакция образуется вследствие гидролиза минералов и обменной реакции между натрием, находящимся в поглощающем комплексе, и кальцием углекислых солей почвенного раствора:



Высокая щелочность почвенного раствора приводит к пептизации коллоидов, причем органическое вещество, насыщенное натрием, переходит в состояние золя и легко просачивается сверху вниз по почвенному профилю, а пептизированные минеральные коллоиды, обладающие огромной поверхностью взаимодействия с водой, разрушаются на составляющие их SiO_2 , R_2O_3 и другие оксиды. Продукты разрушения, так же как и органическое вещество, мигрируют вниз по профилю. Задерживаясь на некоторой глубине, они из золеобразного состояния превращаются в гели, накапливаются и образуют иллювиальный солонцовый горизонт. Развитие солонца по пути дальнейшего выщелачивания приводит к формированию почвы нового типа – солоди.

Согласно К.К. Гедройцу, образование солонцов протекает в две стадии:

- первая – засоление почв нейтральными солями натрия, т.е. образование солончаков;
- вторая – рассоление солончаков и развитие солонцовых почв с характерными для них строением профиля и свойствами.

В стадии рассоления солончаков К.К. Гедройц выделяет три фазы:

- 1) удаление растворимых солей;
- 2) образование соды;
- 3) диспергирование почвенных частиц и вынос их вниз по профилю.

Близкие взгляды на генезис солонцов имел К.Д. Глинка (1923), считавший, что для образования этих почв необходимы процессы засоления почв натриевыми солями и их рассоления; идущее веками чередование этих процессов приводит к формированию солонцов.

Позже исследованиями Е.Н. Ивановой (1932) было установлено, что солонцы при рассолении солончаков могут образоваться только в том случае, если в составе солей последних отношение $\text{Na}^+ : (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \geq 4$. В природных условиях такое соотношение встречается редко. При рассолении солончаков, засоленных нейтральными солями, в составе кото-

рых содержится более 20% кальциевых солей, солонцовые свойства не проявляются. Таким образом, теория образования солонцов из солончаков, разработанная К.К. Гедройцем, не является универсальной.

В.Р. Вильямс развивал биологическую теорию образования солонцов, согласно которой источником солей натрия служит степная и полупустынная растительность (полыни, солянки, камфоросма, кермек и др.). При минерализации растительных остатков образуется большое количество солей, в том числе и соды.

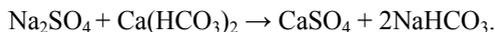
Обогащение почв легкорастворимыми солями приводит к насыщению поглощающего комплекса натрием, и несолонцеватая почва постепенно превращается в солонец.

Исследованиями В.А. Ковды (1937), Н.И. Базилевич (1965) и других ученых показано, что солонцовые почвы могут возникать, минуя солончаковую стадию, что 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 насыщение ППК натрием.

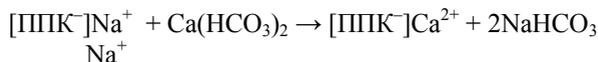
Источники соды в почве. Сода может образовываться в почве разными путями.

1. Сода в природных условиях образуется при выветривании магматических и осадочных пород, содержащих то или иное количество натрия. Высвобождающиеся при выветривании основания взаимодействуют с угольной кислотой почвенного раствора и образуют карбонаты, в том числе карбонат натрия.

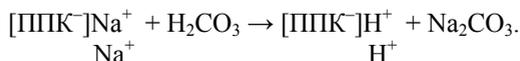
2. Сода может возникать в результате взаимодействия нейтральных солей, поднимающихся с восходящими растворами из грунтовых вод, с карбонатами щелочных земель почвы по следующей реакции:



3. Сода в почве образуется в результате обменной реакции между натрием поглощающего комплекса и кальцием карбонатов или водородом угольной кислоты почвенного раствора:

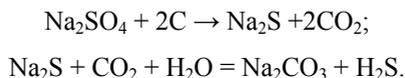


или



4. Сода может образоваться и биологическим путем. При минерализации растительных остатков возникают соли азотной, серной и других кислот. Анионы поглощаются растениями, а катионы натрия с углекислотой и бикарбонатами почвенного раствора дают соду (по Вильямсу). Образование соды возможно при разложении опада определенных групп растений степной и пустынной зон, в золе которых очень много натрия (камфоросма, полынь черная, биюргун, саксаул черный и некоторые другие).

5. Сода образуется в результате биохимических процессов восстановления сульфата натрия с помощью сульфатредуцирующих бактерий в присутствии органического вещества:



Реакция протекает в анаэробных условиях.

Во всех вышепересмотренных теориях основной причиной развития солонцового процесса признается обменный натрий. Однако в природных условиях встречаются солонцы с высоким содержанием обменного магния и незначительным количеством натрия в поглощающем комплексе. А.Н. Соколовский (1938), В.А. Ковда (1963) и другие исследователи считают, что солонцы с преобладанием в составе обменных катионов магния являются реликтовыми. Пептизация коллоидов под действием обменного натрия происходила на более ранних стадиях формирования солонцовых почв. В последующем при их рассолении натрий вымывался и относительно накапливался магний, как более стабильный ион, чем кальций.

Магний при определенном соотношении в ППК с натрием играет существенную роль в проявлении солонцеватости почв. Внедряясь в поглощающий комплекс, он, как и натрий, хотя и в меньшей степени, увеличивает гидрофильность коллоидов, нарушает связи между микроагрегатами, превращает почву в неустойчивую к щелочному гидролизу. Неблагоприятные свойства почв обусловлены более высокой гидратированностью магния, чем кальция, и более прочным закреплением его в поглощенном состоянии. Вследствие этого происходит частичное разрушение минералов с образованием гидрофильных соединений типа коллоидной кремневой кислоты, а также гуматов магния, отличающихся высокой подвижностью.

По-иному рассматривал генезис малонатриевых солонцов Б.В. Андреев (1956). По его мнению, обменный натрий является не причиной, а следствием солонцового процесса. В обменном состоянии натрий в поч-

вах появляется в том случае, когда гальмиролизу (выветриванию (разрушению) минералов под действием солевых растворов) подвергаются натриевые минералы. При распаде магниевых минералов в обменном состоянии будет накапливаться магний. При последующем воздействии водных растворов наблюдается сильный распад алюмосиликатов с накоплением гидрофильных коллоидов, богатых кремневой кислотой. Коллоидная кремневая кислота отличается высокой гидрофильностью, и при наличии ее в большом количестве почвы приобретают характерные для солонцов свойства.

Большое значение в формировании илловиальных горизонтов солонцов имеет состав глинистых минералов (например, монтмориллонит) и высокогидратированных коллоидов, образовавшихся в процессе гальмиролиза минералов.

Солонцы, обогащенные монтмориллонитом, аморфными гидрофильными компонентами (например, кремнеземом), характеризуются наиболее резко выраженной набухаемостью, вязкостью, липкостью и другими отрицательными свойствами.

Таким образом, солонцы в природных условиях могут образоваться следующими способами:

- 1) путем рассоления солончаков, засоленных нейтральными солями;
- 2) при воздействии на почву слабоминерализованных растворов, содержащих соду;
- 3) 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;
- 4) благодаря высокому содержанию в них различного рода гидрофильных коллоидов, образование которых обусловлено гальмиролизом и другими причинами.

В целом профиль солонцов формируется под влиянием сложной комбинации следующих *почвенных процессов*:

1. *Солонцовый процесс* (ведущий). Сущность его заключается во внедрении в поглощающий комплекс иона натрия, вследствие чего резко повышается дисперсность органической и минеральной частей почв, снижается устойчивость коллоидов по отношению к воде и возникает щелочная реакция почвенного раствора.

2. *Процесс осолодения* – разрушение пептизированных минералов тонких фракций с выносом продуктов разрушения вниз по профилю, одновременно происходит вынос растворенного органического вещества. В осолодевающем горизонте разрушается в первую очередь монтмориллонит.

3. *Элювиально-глеевый процесс* в надсолонцовом осолоделом горизонте. Этот процесс обусловлен периодическим переувлажнением надсолонцового горизонта тальми и дождевыми водами. Оглеение, сопровождающееся образованием агрессивных фракций органического вещества, способствует разрушению минералов в надсолонцовом горизонте и выносу из него как продуктов разрушения, так и самого органического вещества.

4. *Дерновый процесс* в верхней части надсолонцового горизонта.

5. *Накопление легкорастворимых солей, гипса, карбонатов* в подсолонцовом горизонте. В автоморфных солонцах оно происходит за счет выноса солей из верхней части профиля, в гидроморфных и полугидроморфных – в результате накопления из испаряющейся капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод.

6. *Оглеение* нижней части профиля гидроморфных солонцов.

11.2. Морфологическое строение профиля и свойства солонцов

Обычно солонцовый профиль очень сложный и содержит большую серию генетических горизонтов: $A-E-B_{Na}-B_{Ca,cs}-B_{Ca,cs,sa}-C_{Ca,cs,sa}$.

A – гумусовый горизонт, комковато-пылеватый, рыхлый, облегченного гранулометрического состава; в солонцах пустынно-степной и сухостепной зон окраска светло-бурая или буровато-серая (каштановая), в солонцах степной и лесостепной зон – темно-серая, иногда черная. Мощность горизонта от 2–3 до 20–25 см.

E – осолоделый горизонт, маломощный (1–3 см), белесый, пылеватый, пластинчатый или слоеватый, с мелкими орштейнами; вместе с горизонтом A образует «надсолонцовый» горизонт, часто AE .

B_{Na} – темно-бурый или бурый с коричневым оттенком иллювиально-глинисто-гумусовый «солонцовый» горизонт, плотный в сухом состоянии, трещиноватый, во влажном состоянии вязкий, бесструктурный, мажущийся; структура столбчатая, призматическая, крупноореховатая или глыбистая; на гранях структурных отдельностей отмечается глянцево-лакировка. Мощность от 7–12 до 25 см и более.

$B_{Ca,cs,sa}$ – более светлой окраски мощный «подсолонцовый» горизонт, менее плотный по сравнению с солонцовым, с выделениями карбонатов, гипса и легкорастворимых солей, последовательно сменяющих друг друга по глубине; может подразделяться на подгоризонты по количеству и формам новообразований.

$C_{Ca,cs,sa}$ – почвообразующая порода с выделениями легкорастворимых солей, гипса, карбонатов.

Резкая дифференциация профиля хорошо прослеживается по микроморфологическим признакам. В верхних надсолонцовых горизонтах преобладает органоглинистая масса, здесь равномерно распределяются обломки первичных минералов. В иллювиальных горизонтах четко выражены потеки гумуса и глинистого вещества по порам, местами наблюдаются его натечные формы. Подсолонцовые горизонты, обогащенные карбонатами, меньше содержат ориентированной глины, в них имеются микрокристаллические формы кальцита, часто отмечается железненность.

Ниже приводится морфологическое описание лугово-степного среднестолбчатого солонца, сформированного в Барабинской низменности на древних озерно-аллювиальных отложениях приозерного вала (Базилевич, Ковалев, Курачев и др., 1974).

A_d 0–5 см. Дернинный, темно-серый, с очень мелкой рассеянной кремнеземистой присыпкой, густо переплетен корнями. Свежеватый, бесструктурный. Пылевато-песчано-глинистый, не вскипает. Переход заметный.

A_1 5–10 см. Темно-серый, в нижней части светлеющий, с очень мелкой рассеянной кремнеземистой присыпкой. Слабо уплотнен, свежий, сильно корешковат. Структура пылевато-мелкопорошистая. Тяжелосуглинистый, опесчанен, не вскипает. Переход довольно заметный.

A_1A_2 10–12 см. Светлее предыдущего; серый с более осветленными белесоватыми участками. При высыхании заметно светлеет. Плотнее предыдущего, свежий. Корней несколько меньше. Структура неясно комковато-плитчатая. Пылевато-среднесуглинистый, не вскипает. Переход очень четкий.

$B_{1к}$ 12–24 см. Солонцовый, темно-серый с глянцем, в верхней части белесоват. Свежеватый, чрезвычайно плотный. Выламывается крупными столбами (длина 6–8 см). Головки столбов округлены и белесоваты. Столбы разламываются на очень плотные ореховатые отдельности. Внутренняя поверхность почвы столбов имеет коричневатую окраску. Очень тонкопористый, вертикально трещиноват, корешковат, корни сплющены. Глинистый, слабо вскипает. Переход довольно постепенный.

$B_{2к}$ 24–40 см. Подсолонцовый. Неравномерно окрашен, буровато-темно-серый, книзу более бурый; слабо увлажнен, чрезвычайно плотный, вязкий. Структура мелкоореховатая. На гранях структурных отдельностей – глянec, пленочки. Довольно много тонких сплюснутых корней. Глинистый, бурно вскипает. Переход заметный. Граница неровная, языковатая.

$B_{3к}$ 40–60 см. Максимально карбонатный. Неравномерно окрашен, грязновато-бурый с гумусовыми затеками и светлыми окарбоначенны-

ми участками. Менее плотный, чем предыдущий, слабо увлажнен. Структура неясно призмовидная, тонкопорист. Корней меньше. Карбонаты в виде белоглазки. Тяжелосуглинистый, бурно вскипает. Переход постепенный.

В_к 60–100 см. Карбонатный; бурый с седоватостью от карбонатов и темными гумусовыми затеками. Карбонаты пропитывают почву или образуют скопления в виде белоглазки. При высыхании появляются точечные выцветы солей. Уплотнен, слабо увлажнен, неясно призматический, тяжелосуглинистый. Переход заметный.

С_к 100–140 см. Неравномерно окрашен; светло-бурый со светло-сероватыми и коричневато-блекло-рыжеватыми пятнами (возможно, признаки оглеения в зоне капиллярной каймы). Плотный, слабо увлажнен. Прослеживается тенденция к горизонтальному расслаиванию. Встречаются единичные корни, редкие скопления карбонатов и марганцовистые примазки. Тяжелосуглинистый с опесчаненными прослойками. Вскипает. Переход постепенный.

Глубже залегает слоистая, заметно опесчаненная толща светло-бурой окраски с признаками слабой оглеенности в виде рыжеватых мелких пятнышек. Вскипание прослеживается до глубины 180 см, ниже порода не вскипает.

Свойства солонцов. Солонцы обладают следующими диагностическими признаками и свойствами:

- 1) профиль четко дифференцирован по элювиально-иллювиальному типу;
- 2) щелочная реакция иллювиального и нижележащих гори-зонтов;
- 3) столбчатая, призматическая, глыбистая или крупноореховатая структура иллювиального горизонта при его высокой плотности;
- 4) наличие в иллювиальном горизонте обменного Na^+ в количестве более 15% от суммы обменных катионов (или обменного Mg^{2+} в количестве более 40% от суммы обменных катионов при меньшем, чем 15%, содержании обменного Na^+);
- 5) наличие солей в нижней части профиля под иллювиальным горизонтом.

В профиле солонцов отмечается четкая дифференциация по гранулометрическому, минералогическому и валовому химическому составу. Надсолонцовый горизонт по сравнению с солонцовым всегда более легкий, обеднен илистой фракцией (особенно коллоидами), полуторными оксидами, кальцием, магнием, серой и другими элементами, относительно обогащен кремнеземом; солонцовый горизонт обогащен илом и полуторными оксидами железа и алюминия. Перераспределение ила обусловлено пептизацией коллоидов. Особенно резкая дифференциация

отмечается в осолодевающих солонцах. В составе илистой фракции в почвах, развитых на лессовидных породах, преобладают смешанослойные минералы с высоким содержанием пакетов монтмориллонита и в небольшом количестве находятся каолинит и аморфные вещества. Аморфных компонентов больше в надсолонцовом горизонте, здесь же меньше монтмориллонита, содержание последнего возрастает в солонцовом и подсолонцовом горизонтах. Коллоиды солонцов пептизированы и обладают высокой подвижностью.

Содержание и состав гумуса различны в солонцах разных природных зон. Степные и полупустынные солонцы бедны гумусом, они содержат 1,5–3% гумуса в дерновом горизонте. В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Лесостепные солонцы более гумусированы, содержат 6–10% гумуса в дерновом горизонте, вниз по профилю его содержание резко уменьшается. В надсолонцовом горизонте преобладают фульвокислоты, а в солонцовой части профиля гумус характеризуется гуматным составом.

В солонцах часто отмечается низкое содержание подвижных соединений фосфора.

Содержание обменного натрия в солонцовом горизонте колеблется от 15 до 60% от емкости поглощения. В солонцах содового типа засоления обменного натрия значительно больше, чем в хлоридно-сульфатных. В составе обменных оснований часто содержится много магния (35–45% от ЕКО).

Реакция почвенного раствора в надсолонцовом горизонте может быть нейтральной и слабокислой, в нижней части профиля – щелочной. Наиболее высокой щелочностью (рН 8–10) отличаются солонцы, имеющие соду. Солонцы, засоленные нейтральными солями, характеризуются слабощелочной реакцией.

В подсолонцовом и нижележащих горизонтах содержатся легкорастворимые соли – сульфаты, хлориды, а также сода. В этих же горизонтах имеются гипс и карбонаты.

В целом для солонцов характерны неблагоприятные водно-физические и физико-механические свойства, основные из которых следующие:

- высокая вязкость и липкость солонцового горизонта, сильно набухающего во влажном состоянии и уплотняющегося и твердеющего при иссушении;
- низкая пористость и водопроницаемость;
- слабая физиологическая доступность почвенной влаги.

Лугово-степные солонцы Барабинской низменности, сформированные на межгрядных равнинах и прошедшие луговую стадию развития,

отличаются более высокой гумусностью дернового горизонта, слабым вскипанием от HCl с самой поверхности при максимальном накоплении карбонатов в подсолонцовых горизонтах, довольно высокой емкостью обмена (табл. 25). Для этих почв характерна слабокислая или нейтральная реакция среды в горизонте А и резко щелочная в горизонтах В и ВС.

Содержание обменного натрия в солонцовом горизонте достигает больших величин – 41–52% от емкости обмена. В солевом профиле рассматриваемых солонцов на фоне доминирования соды отчетливо выделяются три зоны:

1) зона рассоления и остепнения (горизонт А), где содержание легкорстворимых солей меньше 0,2%;

2) зона остаточного засоления, связанная с внутрпочвенным выпотом солей, охватывающая горизонт В, где содержание солей составляет 0,3–0,6%;

3) зона миграции пленочных растворов, постепенно смыкающаяся с зоной капиллярной каймы, где вновь прослеживается снижение общего содержания солей до 0,1–0,06%. Накопление солей, по мнению Н.И. Базилевич, Р.В. Ковалева, В.М. Курачева и др. (1974), произошло в луговую стадию развития солонцов. Дальнейшая эволюция почв и переход к лугово-степному режиму, сопровождающемуся сначала периодическим, а затем и полным отрывом от капиллярной каймы, привела к частичному выщелачиванию солей из верхних горизонтов и развитию иллювиально-солевого горизонта.

Корковые луговые солонцы, развивающиеся на приозерных террасах Барабинской низменности при близком стоянии (2–2,5 м) уровня грунтовых вод, окарбоначены по всему профилю, что обусловлено, согласно Н.И. Базилевич, Р.В. Ковалеву, В.М. Курачеву и др. (1974), переходом растворимых форм Са в процессе миграции содовых капиллярных растворов, восходящих от грунтовых вод, в твердую фазу в условиях резко щелочной среды и присутствия соды.

Исчезновение карбонатов глубже 2,0 м свидетельствует о вторичном окарбоначивании пород под воздействием испаряющихся восходящих растворов. В целом для этих почв характерны химические и физико-химические свойства, довольно близкие к таковым лугово-степных солонцов (см. табл. 25).

Ниже приводится характеристика свойств солонцовых почв Алтая, характерных для степных территорий Западной Сибири. В частности, они развиты среди каштановых почв Кулундинской степи и среди обыкновенных и южных черноземов Алейской степи.

Таблица 25. Некоторые химические и физико-химические свойства солонцов Барабы (по Базилевич, Ковалеву, Курачеву и др., 1974)

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	Азот, %	CO ₂ , %	рН водн	Емкость обмена	Обменный нарий	Na ⁺ , % от емкости
					мг-экв/100 г почвы		
Солонец среднестолбчатый лугово-степной (т. 31)							
A _d 0-5	10,3	Не опр.	0,24	6,2	34,51	2,50	7,3
A ₁ A ₂ 5-10	6,20	-//-	0,26	6,7	23,14	0,26	1,7
B _{1к} 10-25	3,02	-//-	0,76	8,9	29,80	12,21	41,0
B _{2к} 25-40	1,77	-//-	6,07	9,9	29,03	12,30	42,5
B _{3к} 40-60	0,80	-//-	10,80	9,9	22,40	3,31	14,8
BC _к 60-100	0,14	-//-	5,68	9,6	14,45	1,00	6,9
C _к 100-140	Не опр.	-//-	1,68	9,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.
D _к 140-180	-//-	-//-	0,85	9,2	-//-	-//-	-//-
Солонец глубоко-столбчатый лугово-степной (т. 32)							
A _d 0-3	11,32	0,72	0,15	6,9	35,16	4,20	11,8
A ₁ A ₂ 3-20	6,17	0,40	0,19	7,1	21,16	6,09	28,2
B _{1к} 20-33	4,10	0,32	0,19	9,1	28,20	14,78	52,4
B _{2к} 33-45	1,33	0,10	1,87	9,8	25,60	11,73	43,6
B _{3к} 45-60	0,31	Не опр.	6,19	9,8	23,10	9,14	39,4
BC _к 60-90	0,21	-//-	6,30	9,5	22,40	8,69	37,0
C _к 90-100	0,11	-//-	7,32	9,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Солонец корковый луговой (т. 34)							
A _{dk} 0-3	13,79	Не опр.	2,40	9,3	19,22	7,65	39,8
B _{1к} 3-20	3,39	-//-	2,84	9,6	34,52	15,75	45,7
B _{2к} 20-40	1,81	-//-	2,90	9,8	30,46	12,04	39,2
B _{3к} 40-65	0,50	-//-	6,92	9,8	27,08	11,75	43,8
BC _к 65-72	0,30	-//-	7,20	9,6	Не опр.	3,40	Не опр.
BC _{кг} 72-100	0,30	-//-	5,02	9,6	26,24	3,00	-//-
C _г 100-150	Не опр.	-//-	4,10	9,6	Не опр.	Не опр.	-//-
D 150-180	-//-	-//-	1,61	9,4	-//-	-//-	-//-
180-200	-//-	-//-	0,72	9,3	-//-	-//-	-//-
200-220	-//-	-//-	0,12	9,2	-//-	-//-	-//-
220-240	-//-	-//-	0,12	9,0	-//-	-//-	-//-

Таблица 26. Гумус и поглощенные основания солонцов Алтая (по Карпачевскому, Котельникову, Баркану и др., 1968)

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	Поглощенные основания, мг экв/100 г почвы				Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Сумма			
Солонец лугово-степной средний осолоделый (Кулундинская степь)								
A _{глуб} 0–15	2,57	7,18	4,60	0,35	12,13	60,0	37,0	3,0
B ₁ 15–24	2,04	8,65	8,24	3,95	20,84	42,0	38,0	19,0
BC 30–40	0,94	9,42	14,15	5,00	28,57	33,0	50,0	17,0
Солонец лугово-степной высокий (Кулундинская степь)								
A _{глуб} 0–19	1,62	7,76	3,95	1,50	12,21	55,0	33,0	12,0
B ₁ B ₂ 20–30	1,82	11,87	13,13	7,00	32,00	37,0	41,0	22,0
BC 31–41	1,37	15,51	16,23	7,00	38,74	40,0	42,0	18,0
Солонец лугово-степной среднеглубокий (Кулундинская степь)								
A _{глуб} 0–18	1,59	8,82	5,37	5,00	19,19	46,0	28,0	26,0
B ₁ 18–28	2,15	11,16	15,82	5,00	31,98	35,0	49,0	16,0
BC 28–38	1,28	7,43	8,75	6,00	22,18	34,0	40,0	26,0
Солонец лугово-степной глубокий (Алейская степь)								
A _{глуб} 0–10	6,02	19,66	6,99	2,00	28,65	69,0	24,0	7,0
B ₁ 20–30	2,33	13,87	9,28	6,50	29,65	46,0	31,0	23,0
B ₂ 35–45	0,80	14,17	2,11	7,50	23,78	60,0	9,0	31,0
Солонец лугово-степной корковый (Алейская степь)								
A _{глуб} 0–8	2,84	8,56	7,75	3,00	19,31	44,0	40,0	16,0
B ₁ 10–20	2,46	7,34	7,74	3,25	18,33	40,0	42,0	18,0
B ₂ 20–25	1,15	5,88	10,41	3,95	20,24	29,0	51,0	20,0
BC 30–40	0,45	3,79	9,80	5,50	19,09	20,0	52,0	28,0
Солонец луговой высоко-средний оглеенный (Алейская степь)								
A _{глуб} 0–10	1,73	15,07	7,17	6,00	28,24	53,0	25,0	22,0
B ₁ 16–26	2,76	15,27	3,29	5,50	24,06	63,0	14,0	23,0
B ₂ 26–36	Не опр.	8,24	4,13	12,00	24,37	34,0	17,0	49,0
BC 40–50	0,77	1,89	7,75	13,50	23,14	8,0	34,0	58,0
C ₁ 58–68	0,56	2,04	1,22	10,00	13,26	15,0	9,0	76,0
C ₂ 80–90	Не опр.	5,71	3,27	7,00	15,98	36,0	20,0	44,0

Солонцы каштановой зоны (преимущественно лугово-степные, реже луговые) характеризуются супесчаным или легкосуглинистым составом, реже среднесуглинистым. Профиль их резко дифференцирован по гранулометрии, горизонт B₁ отличается более тяжелым составом, чем выше- и нижележащие горизонты. Скопления гипса обычно отмечаются с 40–50 см (в горизонте B₂ или BC), иногда выше. Как правило, надсолонцовый горизонт отмыт от солей, сухой остаток в нем составляет 0,05–0,2%. В солонцовом горизонте сухой остаток значительно больше (до 0,5%). Максимум солей (0,4–0,8%) приходится на толщу 35–60 см, т.е. горизонт B₂ или BC, что характеризует среднюю, а при содовом засолении – сильную степень засоления. В более глубоких слоях (ниже 70–80 см) наблюдается уменьшение количества солей. Такое распре-

ление солей в лугово-степных солонцах этой зоны связано с влиянием минерализованных грунтовых вод и осадкой солей нисходящим током воды осенью и особенно весной (Карпачевский, Котельников, Баркан и др., 1968). Характер засоления сульфатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный, в северной части Кулундинской степи – содово-хлоридно-сульфатный и сульфатно-содовый.

Содержание легкорастворимых солей в лугово-степных и луговых солонцах черноземной зоны Алтая (Алейская степь) составляет 0,20–0,35% (по сухому остатку) в верхних горизонтах (до 30 см) и увеличивается до 0,40–0,75% в нижних. В солончаковых почвах в подсолонцовом горизонте сухой остаток составляет около 1,5%. Преобладающий тип засоления – сульфатно-содовый.

Содержание гумуса и поглощенных оснований в рассматриваемых почвах представлено в табл. 26.

11.3. Классификация и диагностика солонцов

Согласно «Классификации и диагностике почв СССР» (1977), по характеру водного режима и комплексу связанных с ним свойств (особенностям солевого режима, гумусонакопления и др.) выделяют три типа солонцов:

- 1) автоморфные;
- 2) полугидроморфные;
- 3) гидроморфные.

Подтипы солонцов выделяются в зависимости от расположения в той или иной биоклиматической зоне, т.е. от зональных условий, определяющих морфологические особенности солонцов и свойства их генетических горизонтов.

В *типе автоморфных солонцов* выделяют следующие три подтипа:

- 1) черноземные;
- 2) каштановые;
- 3) полупустынные.

В *типе полугидроморфных солонцов* также выделяют три подтипа:

- 1) лугово-черноземные;
- 2) лугово-каштановые;
- 3) полугидроморфные мерзлотные.

В *типе гидроморфных солонцов* выделяют четыре подтипа:

- 1) черноземно-луговые;
- 2) каштаново-луговые;
- 3) луговые мерзлотные;
- 4) лугово-болотные.

На *роды* солонцы делятся на основании следующих критериев:

1) по глубине залегания солей (по верхней границе солевых выделений):

- солончаковые – легкорастворимые соли на глубине 5–30 см;
- высокосолончаковатые – 30–50 см;
- солончаковатые – 50–100 см;
- несолончаковатые (глубокозасоленные) – 150–200 см;

2) по химизму (типу) засоления:

- содовые;
- смешанные (содово-сульфатные, содово-хлоридно-сульфатные);
- нейтральные (сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные);

3) по степени засоления:

- солонцы–солончаки;
- сильнозасоленные;
- средnezасоленные;
- слабозасоленные;
- незасоленные (встречаются очень редко);

4) по глубине залегания карбонатов и гипса:

- высококарбонатные – выше 40 см;
- глубококарбонатные – ниже 40 см;
- высокогипсовые – выше 40 см;
- глубокогипсовые – ниже 40 см.

Разделение на *виды* производится следующим образом:

а) по мощности надсолонцового горизонта:

- корковые – менее 5 см;
- мелкие – 5–10 см;
- средние – 10–18 см;
- глубокие – более 18 см;

б) по содержанию обменного натрия (% от ЕКО) в горизонте $V_{\text{на}}$:

- малонатриевые – менее 10;
- средненатриевые – 10–25;
- многонатриевые – более 25;

в) по структуре солонцового горизонта:

- ореховатые;
- столбчатые;
- призматические;
- глыбистые;

г) по степени осолодения:

- слабоосолоделые;
- осолоделые;
- сильноосолоделые.

Ниже приводится диагностика солонцов на уровне типов и подтипов.

Солонцы автоморфные (степные) формируются в условиях глубокого залегания грунтовых вод (глубже 6 м). Образование их связано с выходом засоленных почвообразующих или подстилающих пород. Наиболее широко распространены в сухостепной (солонцы каштановые) и пустынно-степной (солонцы бурые полупустынные) зонах. В черноземной зоне (солонцы черноземные) встречаются реже и приурочены к увалистым водоразделам, склонам, где близко к поверхности выходят засоленные породы.

Эти почвы формируются под степными злаково-полынными группировками, в состав которых входят полынь черная и белая, камфоросма, прутняк, кокпек, петросимония, типчак, ромашник тысячелистный и др. На поверхности часто имеются водоросли и лишайники.

Солевой профиль четко дифференцирован: карбонатный горизонт выражен отчетливо, карбонаты в виде белоглазки на глубине 35–50 см и выше; под ним залегает гипсовый горизонт, ниже – горизонт аккумуляции легкорастворимых солей. Преобладает хлоридно-сульфатный тип засоления. Солонцы степные с содовым типом засоления встречаются редко.

Солонцы полугидроморфные (лугово-степные) формируются на первой и второй надпойменных террасах, в межсочных и приозерных понижениях в условиях дополнительного грунтового или смешанного (поверхностного и грунтового) увлажнения. Грунтовые воды находятся на глубине 3–6 м. Растительность представлена полынью черной, полынью Шренка, кермеком, реже типчаком.

В профиле этих почв более отчетливо, чем в гидроморфных солонцах, обособляются карбонатный и гипсовый горизонты, часто они совмещаются. Оба горизонта залегают неглубоко от поверхности (30–35 см).

Среди полугидроморфных солонцов преобладают хлоридно-сульфатные, реже встречаются содово-хлоридно-сульфатные.

Солонцы гидроморфные (луговые и лугово-болотные) формируются в поймах рек, в приозерных и межсочных понижениях и других депрессиях под луговой солонцовой растительностью, представленной вострецом, подорожником солончаковым, кермеком, полынью солончаковой, бескильницей, волоснецом солончаковым с примесью лугового разнотравья. Эти почвы развиваются в условиях близкого залегания грунтовых вод (на глубине 1–3 м) и испытывают постоянное или периодическое воздействие водно-солевых растворов, содержат большое количество солей непосредственно под солонцовым горизонтом.

Лугово-болотные солонцы развиваются по периферии озер при близком уровне грунтовых вод и избыточном поверхностном увлажнении под мохово-травянистым покровом. Они имеют оторфованный или торфянистый надсолонцовый и глеевый (оглеенный) подсолонцовые горизонты. Встречаются преимущественно среди черноземных солонцов и в лесостепной зоне Западной Сибири.

Солонцы луговые мерзлотные развиваются при близком залегании слоя многолетней мерзлоты.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), солонцы выделяются в створе постлитогенных, отделе щелочно-глинисто-дифференцированных почв на уровне следующих типов и подтипов.

Типы:

1. Солонцы темные (в профиле присутствуют темногумусовый, элювиальный, солонцовый, ксерометаморфический и аккумулятивно-карбонатный горизонты) (подтипы: типичные, гидрометаморфизованные, турбированные).

2. Солонцы светлые (имеют светлогумусовый горизонт с рыхлой комковато-чешуйчато-листоватой структурой, с содержанием гумуса менее 3%, ниже обособляется маломощный белесый элювиальный горизонт, затем самый темный в профиле коричнево-бурый солонцовый плотный столбчато-призматический горизонт, ксерометаморфический подсолонцовый горизонт отличается более тусклой окраской и мелко-призматической структурой) (подтипы: типичные, гидрометаморфизованные, турбированные).

3. Солонцы гидрометаморфические темные (в подсолонцовой части профиля имеют гидрометаморфический горизонт с признаками оглеения) (подтипы: типичные, турбированные).

4. Солонцы гидрометаморфические светлые (отличаются от солонцов светлых наличием оливково-серых кутан в солонцовом горизонте и признаков оглеения ниже по профилю) (подтипы: типичные, турбированные).

Использование. Солонцы не используются в земледелии без мелиорации, поскольку обладают щелочной реакцией и неблагоприятными водно-физическими свойствами. Мелиоративные мероприятия направлены на изменение состава обменных катионов при одновременном улучшении физических свойств. Основным методом мелиорации является гипсование, на орошаемых карбонатных почвах хороший эффект наблюдается при использовании слабых растворов серной кислоты (метод кислотания), в результате чего в почве появляется новообразованный гипс, обладающий большей активностью, чем природный. На степных и лугово-степных солонцах проводится самомелиорация, сущность

которой заключается в глубокой вспашке с перемешиванием солонцового горизонта с гипсовым и карбонатным. На солонцах проводится фитомелиорация, хорошими почвоулучшителями при этом являются травы с мощной корневой системой, дающие на мелиорированных солонцах высокие урожаи. Мелкие пятна солонцов мелиорируют с помощью землевания (увеличивают мощность гумусового горизонта за счет почвенного материала гумусовых горизонтов окружающих плодородных мощных почв, с поверхности которых срезается слой 2–3 см). Эффективным для повышения плодородия солонцов является внесение органических и кислых минеральных удобрений.

12. СОЛОНЧАКИ

Засоленными называются почвы, содержащие в профиле легкорастворимые соли в количестве, токсичном для растений-негаллофитов. К легкорастворимым солям относятся соли, растворимость которых в холодной воде превышает растворимость гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – около 2 г/л).

Солончаки – это засоленные почвы, в слое 0–30 см которых содержится более 0,6% соды, или более 1% хлоридов, или более 2% сульфатов.

Самой токсичной солью является сода (Na_2CO_3), наличие её в количестве более 0,6% делает почву полностью бесплодной, а содержание около 0,1% действует на растения угнетающе.

Почвы, содержащие такое же количество солей, как солончаки, но не с поверхности, а на некоторой глубине, называются *солончаковыми*.

Почвы, содержащие соли в любой части профиля в меньших количествах, чем указано выше, называются *солончаковатыми*.

Распространение. Главными областями распространения солончаков являются пустыни и полупустыни суббореального и субтропического поясов, однако они формируются и в других природных зонах (лесостепь, степь). Площадь солончаков на земном шаре составляет 69,8 млн га. Площадь всех засоленных почв земного шара более 240 млн га.

12.1. Источники солей в почвах и условия их аккумуляции

Для формирования засоленных почв необходимо наличие двух процессов:

- 1) образование свободных солей в ландшафте;
- 2) накопление солей в почве.

Основным источником образования солей являются разрушающиеся под воздействием процессов выветривания горные породы. При выветривании из продуктов распада первичных минералов образуются хлориды, сульфаты, нитраты, силикаты, карбонаты. Последние образуются в большом количестве за счет взаимодействия с CO_2 воздуха. В катион-

ном составе солей преобладают кальций, натрий, калий, магний, в меньшем количестве присутствуют алюминий, железо, микроэлементы. С поверхностными и грунтовыми водами соли мигрируют и достигают океана, бессточных областей на суше. Как показывают расчеты В.А. Ковды, в Мировой океан с континентов ежегодно поступает до 3 млрд т, а в бессточные области континентов – до 1 млрд т. солей.

Второй источник засоления почв – соленосные горные породы, главным образом соленосные морские осадки, выходящие на поверхность в результате тектонических поднятий и обуславливающие засоление ландшафтов. В случае контакта с грунтовыми водами, связанными с почвами, солевые пласты вызывают их засоление, даже с большой глубины.

Третий источник солей – почвенно-грунтовые воды, испаряющиеся физически или через корневую систему растений при достаточно близком залегании (на глубине 2–3 м).

Четвертый источник солей – извержение вулканов. Вулканические газы содержат Cl, SO₂, CO₂. Термальные источники, связанные с вулканической деятельностью, выносят на поверхность хлориды, соду и другие соли.

Пятый источник солей – импультверизация, эоловый перенос солей с моря на сушу. Ветром переносятся на сушу соли, содержащиеся в морских брызгах, а также соли, покрывающие берега лагун, заливов, соленых озер.

Шестой источник солей – атмосферные осадки, обычно содержащие соли в количестве 20–30 мг/л солей, но в приморских районах минерализация их достигает 400 мг/л.

Седьмой источник – растительность аридных ландшафтов, обладающая глубокой и мощной корневой системой и высокой зольностью при повышенном содержании натрия, хлора, серы, способная перекачивать с большой глубины соли к поверхности.

Восьмой источник солей – оросительные и ирригационные почвенно-грунтовые воды, приблизившиеся к поверхности вследствие орошения без удовлетворительного дренажа.

Несмотря на повсеместное образование и поступление солей, на поверхности Земли площадь засоленных почв, особенно солончаков, не так уж велика. Для накопления солей в почвах необходимы определенные условия. Если количество осадков превышает количество испаряемой влаги, соленакопление в почвах невозможно, так как при этом господствует промывной водный режим. Соли могут аккумулироваться лишь в том случае, когда испаряемость преобладает над осадками – это одно из важнейших условий образования засоленных почв.

Соленакпление развивается в почвах отрицательных форм микро-рельефа, где наблюдается накопительный баланс веществ. Для положительных форм рельефа характерен отток солей, с поверхностными и почвенно-грунтовыми водами они поступают в понижения рельефа, что приводит к засолению почв депрессий.

В различных ландшафтно-геохимических условиях накапливаются разные соли. В условиях более влажного климата аккумулируются менее растворимые соли, поскольку более растворимые выщелачиваются в глубокие горизонты, почвообразующую породу и грунтовые воды. По мере усиления сухости климата накапливаются все более растворимые соли. На начальных стадиях слабого засоления накапливается сода, при усилении степени засоления на первое место выходят сульфаты, затем хлориды.

Химический состав солей в грунтовых водах тесно связан с их минерализацией: при малых концентрациях преобладают гидрокарбонаты, с ростом минерализации воды все большую роль играют хлориды.

Растительность на солончаках характеризуется сильной изреженностью и неоднородностью, что определяется характером засоления и содержанием солей. При высокой концентрации солей в почве растительность представлена ассоциациями различных видов солянок: сведой, солеросом, отличающимися глубокой корневой системой и высокой зольностью. На солончаках с меньшей степенью засоления произрастают бескильница, ячмень короткоостый, кермек, подорожник, кокпек, астра солончаковая.

У некоторых видов мясистых солянок содержание зольных элементов достигает 40–55%, у полусухих солянок – 20–30%, у ксерофитных полыней – 10–20%. В составе золы преобладают хлор, сера, натрий. Ежегодный прирост растительной массы на солончаках составляет 5–12 ц/га, в процессе ее синтеза вовлекается в биологический круговорот 200–700 кг/га зольных элементов, в том числе хлора от 19 до 102 кг и натрия от 19 до 67 кг. Очень большое количество солей поступает в почву при испарении почвенно-грунтовых вод (до 500 т/га ежегодно), с отмирающей растительностью – гораздо меньше (не более 0,5 т/га).

12.2. Генезис, строение профиля и свойства солончаков

Солончаковый процесс, формирующий профиль солончаков, заключается в накоплении солей. Солончаки могут формироваться при близком залегании грунтовых вод в условиях выпотного водного режима, при испарении воды верхние горизонты почв обогащаются водораство-

римыми солями. Эти почвы могут формироваться и при отсутствии связи с минерализованными грунтовыми водами на засоленных почвообразующих породах.

В приморских областях и в районах распространения соленых озер солончаки могут образоваться и в результате приноса солей ветром. Солончаки нередко возникают при неправильном орошении, а также вследствие внутрисочвенного перераспределения солей.

Кроме солончакового процесса важное значение в генезисе гидроморфных солончаков имеет глеевый процесс.

Морфологическое строение профиля солончаков. Профиль солончаков слабо дифференцирован на генетические горизонты и имеет следующее строение: $A_{sa}-AC_{sa}-C_{sa}$ или $A_{sa}-G_{sa}$, иногда выделяется переходный горизонт V_{sa} . По всему профилю заметны выцветы солей, особенно после подсыхания стенки разреза. В нижней части, а иногда и по всему профилю отмечаются признаки оглеения, выражающиеся в наличии ржаво-охристых вкраплений и (или) сизых пятен.

Свойства солончаков. Основное диагностическое свойство солончаков – высокое содержание солей с самой поверхности. Различают поверхностные солончаки, где соли концентрируются в слое 0–30 см, и глубокопрофильные, в которых высокие концентрации солей наблюдаются по всему профилю – от поверхности до уровня почвенно-грунтовых вод.

Солончаки различаются по химизму солей, от которого зависят их химические и физические свойства. Химизм (тип) засоления устанавливается по соотношению анионов и катионов в водной вытяжке. По химизму засоления принято выделять хлоридные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные, сульфатные, содово-хлоридные, содово-сульфатные, хлоридно-содовые, сульфатно-содовые, сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные солончаки, редко встречаются почвы нитратного и боратного типов засоления. Кроме легкорастворимых солей с самой поверхности содержатся карбонаты кальция и магния, в составе солей присутствует гипс. Содержание последнего наиболее высоко в солончаках полупустынной и пустынной зон.

Высокая концентрация солей отрицательно сказывается на водном режиме солончаков. Вследствие высокой гигроскопичности солей резко снижается количество доступной для растений влаги. Многие соли являются токсичными для растений. Особенно токсична сода – сернокислый натрий. Вредны также все хлориды, все соли натрия и сернокислый магний.

Профиль солончаков не дифференцирован по валовому содержанию R_2O_3 и SiO_2 , эти компоненты распределяются по профилю равномерно.

Таблица 27. Основные характеристики гидроморфных солончаков озерных котловин Чулымо-Енисейской впадины (по Каллас, 2004)

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	рН водн	CaCO ₃ , %	Сухой остаток, %	Поглощенные основания, мг-экв/100 г почвы		C _{св} C _{фк}
					Ca ²⁺	Mg ²⁺	
Солончак типичный сульфатно-хлоридный поверхностный корковый тяжелосуглинистый (разрез 12–95)							
K 0–0,5	0,49	9,52	17,02	4,85	Не опр.	Не опр.	0,31
A _{свг} 0,5–3	0,37	9,10	19,57	1,16	1,4	33,5	0,41
B _{свг} 3–13	0,34	8,89	12,77	0,97	0,8	20,3	0,44
B _{свг} 13–23	0,20	8,83	9,78	0,63	0,6	22,8	0,37
BC _{свг} 30–40	0,18	8,89	11,48	0,34	0,8	28,5	0,34
BC _{свг} 40–50	0,18	9,02	12,77	0,24	0,6	28,0	0,33
Солончак типичный содово-сульфатный глубокопрофильный тяжелосуглинистый (разрез 9–99)							
I _{св} 1–3	0,63	10,5	10,27	3,42	16,53	1,00	Не опр.
II _{свг} 3–13	0,44	10,1	11,12	2,30	16,53	1,00	—/—
II _{свг} 23–33	0,11	10,1	10,27	1,97	15,23	1,30	—/—
III _{свг} 37–47	0,11	10,1	11,98	1,37	15,20	1,01	—/—
III _{свг} 50–60	0,03	10,1	14,98	1,22	17,04	1,00	—/—
IV _{свг} 70–80	0,03	10,1	7,27	1,17	17,03	0,05	—/—
C _{свг} 95–105	0,03	10,0	2,56	1,08	17,03	0,05	—/—

Отсутствует дифференциация и по гранулометрическому, и минералогическому составу, если только дифференциация не связана с неоднородностью почвообразующей породы.

Солончаки являются малогумусными почвами, они содержат в верхнем горизонте менее 1% гумуса. В случае образования солончаков путем засоления высокогумусных луговых почв содержание гумуса может достигать 5% и более. В составе гумуса преобладают фульвокислоты. В солончаках содержится мало азота и зольных питательных веществ.

Емкость катионного обмена зависит от минералогического состава ила и чаще всего составляет 10–20 мг·экв/100 г. В составе обменных оснований преобладают кальций, магний, имеется натрий. В ППК содовых солончаков доминируют натрий и магний.

Реакция среды в хлоридных и сульфатных солончаках нейтральная и слабощелочная (рН водной вытяжки 7,3–7,5), при наличии соды – явно щелочная (рН водной вытяжки 9–11). Солончаки, содержащие квасцы, образовавшиеся после окисления сульфидов мангров и маршей, имеют кислую реакцию.

Солончаки, засоленные нейтральными солями, обладают хорошими водно-физическими свойствами, так как высокое содержание нейтральных солей обеспечивает коагуляцию коллоидов, микроструктурность и в связи с этим высокую пористость и водопроницаемость. Солончаки, засоленные щелочными солями, характеризуются неблагоприятными свойствами, поскольку щелочная реакция среды обуславливает пептизацию коллоидов и слитость почвенной массы. В сухое время года содовые солончаки растрескиваются на очень плотные (плотность до 2 г/см³) и твердые блоки, а во влажные периоды верхний слой превращается в грязь, трещины заплывают.

В табл. 27 приводится характеристика гидроморфных солончаков, развитых в озерных котловинах Чулымо-Енисейской впадины.

12.3. Классификация и диагностика солончаков

В соответствии с «Классификацией и диагностикой почв СССР» (1977) выделяют два типа солончаков:

1. Автоморфные (образуются на засоленных породах).
2. Гидроморфные (формируются под влиянием засоленных почвенно-грунтовых вод).

В типе *автоморфных солончаков* выделяют два подтипа: типичные и отакыренные. Последние отличаются от типичных наличием на поверхности маломощной (до 2 см) пористой и хрупкой, относительно расселенной корочки, разбитой на мелкие полигоны.

Тип *гидроморфных солончаков* разделяется на следующие подтипы: типичные, луговые, болотные, соровые (шоры), грязево-вулканические, бугристые. Наиболее распространенными являются первые четыре подтипа гидроморфных солончаков.

Типичные гидроморфные солончаки формируются при близком залегании сильноминерализованных грунтовых вод. Профиль слабо дифференцирован на горизонты. Водорастворимые соли в большом количестве содержатся по всему профилю. Почвы оглеены.

Луговые солончаки также развиваются при близком залегании грунтовых вод, но менее минерализованных. Профиль отчетливо подразделяется на горизонты.

Болотные солончаки развиваются при очень близком залегании грунтовых вод. По всему профилю отмечаются оглеение и сильное засоление, а иногда и оторфовывание верхнего горизонта.

Соровые (шоровые) солончаки развиваются в результате испарения поверхностной воды мелководных соленых озер и русел древних рек. Местами днища высохших озер покрыты слоем солей мощностью несколько сантиметров. Такие солончаки лишены растительности.

Роды выделяют по двум критериям:

а) по химизму засоления (хлоридные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные, сульфатные, хлоридно-содовые, содово-хлоридные, сульфатно-содовые, содово-сульфатные, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные);

б) по источникам засоления (литогенные, древнегидроморфные, биогенные).

Разделение на *виды* производится следующим образом:

1) по характеру распределения солей в профиле:

- поверхностные (соли сосредоточены в слое 0–30 см);
- глубокопрофильные (засолен до степени солончака весь профиль);

2) по морфологии поверхностного горизонта:

- пухлые (образуются при засолении Na_2SO_4);
- отакырненные (на поверхности имеется корочка, разбитая трещинами на полигоны);
- корковые (при засолении NaCl на поверхности образуется корка);
- черные (образуются при засолении Na_2CO_3 , сода способствует увеличению растворимости органического вещества и профиль приобретает темную (черную) окраску);
- мокрые (развиваются при засолении CaCl_2 и MgCl_2 , отличающимися высокой гигроскопичностью).

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), солончаки выделяются в створе постлитогенных, отделе галоморфных почв на уровне следующих типов и подтипов:

- 1) солончаки (подтипы: типичные, такыровидные, солонцеватые, слабодифференцированные);
- 2) солончаки глеевые (подтип типичные);
- 3) солончаки сульфидные (соровые) (подтип типичные);
- 4) солончаки темные (подтипы: типичные, солонцеватые, омергеленные);
- 5) солончаки торфяные (подтип типичные);
- 6) солончаки вторичные (подтипы выделяют по особенностям вторично-засоленного профиля, т.е. по исходному профилю – черноземному, каштановому, бурому полупустынный, солонцу и др.).

Использование. В земледелии солончаки можно использовать только после проведения сложных мелиоративных мероприятий, основным из которых является промывка пресной водой, кроме этого, применяется ряд приемов, направленных на предотвращение подъема почвенно-грунтовых вод и вторичного засоления (отвод промывных вод с орошаемой территории, оптимальные промывные и поливные нормы, число и сроки поливов, тщательная планировка поверхности). Повышение плодородия промытых от солей почв достигается внесением удобрений, улучшением структуры, усилением биологической активности почв. Для этих целей в первый период освоения засоленных участков высевают солеустойчивые культуры (люцерну, ячмень, просо). В целом засоление солончаков является дорогостоящим мероприятием, требующим больших количеств пресной воды и дренажных работ, поэтому осваиваются солончаки только в случае жизненной необходимости.

13. СОЛОДИ

Солоди – это гидроморфные или полугидроморфные почвы с резко дифференцированным профилем, ярко выраженным осветленным горизонтом E (A₂), с присутствием обменного натрия и щелочной реакцией в горизонте B, с наличием карбонатов и легкорастворимых солей в нижней части профиля. Весь профиль носит более или менее ярко выраженные признаки оглеения, что обусловлено поверхностным переувлажнением и близким стоянием грунтовых вод.

Распространение. Солоди и осолоделые почвы составляют 0,5% общей площади стран СНГ, в том числе на долю собственно солодей приходится менее 0,1%, или 0,8 млн га.

Солоди распространены в лесостепной и степной зонах, а также среди почв сухих и полупустынных степей. Эти почвы формируются на низменных равнинах Евразии, Южной Африки, Австралии, Северной и Южной Америки. В России наиболее широко солоди распространены в лесостепи Западно-Сибирской равнины. Приурочены эти почвы к понижениям.

13.1. Условия почвообразования и генезис солодей

Климат. Солоди формируются в условиях субгумидного или субаридного климата суббореального и субтропического поясов. Современные почвенные процессы в солодах определяются их своеобразным водным режимом, который Н.И. Базилевич характеризует как промывной с периодическим переувлажнением поверхностными водами и слабым внутрипочвенным выпотом.

Рельеф. По терминологии С.А. Захарова, это топоморфные почвы, всегда развивающиеся в мезо- и микропонижениях рельефа, в условиях избыточного по отношению к атмосферному увлажнения. Важнейшая черта экологии солодей – периодическое поверхностное переувлажнение.

Растительность. Солоди формируются преимущественно под гидрофильными растительными сообществами: западными осинниками (осиновые кусты), березняками (березовые колки), осоковыми ивняками, разнотравно-злаковыми и заболоченными лугами.

Генезис солодей. К.К. Гедройц (1912) связывал генезис солодей с солонцами, считая их продуктом выщелачивания и деградации последних. В условиях повышенного поверхностного увлажнения при отрыве почвы от грунтовых вод обменный Na^+ в верхних горизонтах замещается на обменный H^+ . В условиях щелочной реакции, возникающей в процессе взаимодействия освобождающегося из обменной формы натрия с углекислотой, происходит разрушение ППК (гидролитическое расщепление минералов почвенного поглощающего комплекса). Полуторные оксиды выносятся, остаточный кремнезем накапливается в осолоделом горизонте E. Сверху вниз по профилю передвигается и органическое вещество. Постепенно солонцовый горизонт и часть подсолонцового разрушаются и превращаются в осолоделый.

Одним из характерных признаков солодей и осолоделых почв является наличие в них аморфной кремнекислоты, растворимой в 5%-ной КОН. Свободная кремнекислота образуется в результате некоторого распада алюмосиликатной части почвы под воздействием щелочных растворов, а также, согласно представлениям И.В. Тюрина (1939), Н.И. Базилевич (1967), Н.Н. Большева (1972), значительное количество SiO_2 в солодах может накапливаться биогенным путем в результате развития диатомовых водорослей, концентрирующих кремнезем при построении своих панцирей, а также за счет фитолитарий (кремниевых телец), образующихся в тканях злаков и осок.

В то же время была сформулирована иная концепция происхождения солодей. Так, по мнению М.М. Рыбакова (1939), Н.И. Базилевич (1947) и других исследователей, одной из главных причин образования солодей является воздействие на почвенный профиль слабоминерализованных грунтовых вод при пульсирующем водном режиме. В течение сухого периода года капиллярная кайма грунтовых вод, содержащих NaHCO_3 и Na_2CO_3 , подтягивается кверху, что приводит к внедрению Na^+ в почвенный поглощающий комплекс, т.е. к осолонцеванию. При последующем промывании почвы во влажный период растворами, содержащими органические кислоты и угольную кислоту, происходит замена поглощенного натрия водородом, т.е. осолодение. Наиболее активно эти процессы идут на нижней границе элювиального горизонта, что вызывает постепенное увеличение его мощности.

В более поздних работах (Кауричев, 1959; Ярков, 1961 и др.) в генезисе солодей большая роль отводится элювиально-глеевому процессу. Переувлажнение почв в условиях высокой температуры вызывает падение окислительно-восстановительного потенциала до 200–400 мВ, что приводит к образованию большого количества высокоподвижных агрессивных кислот, полифенолов и других веществ, разрушающих поч-

венные минералы. Нисходящий ток влаги обеспечивает вынос продуктов разрушения вниз по профилю. Вследствие анаэробнозиса происходит восстановление железа и увеличение его подвижности, что приводит частично к сегрегации, а частично к выносу железосодержащих соединений, что, в свою очередь, вызывает отбеливание элювиального горизонта.

Таким образом, в формировании профиля солодей участвуют следующие *процессы почвообразования*: осолодение, дерновый (иногда оторфовывание), элювиально-глеевый (в связи с поверхностным переувлажнением), грунтово-глеевый (в связи с грунтовым увлажнением), аккумуляция карбонатов, а в некоторых случаях гипса и легкорастворимых солей.

13.2. Морфологическое строение и свойства солодей

По морфологическому строению верхней части профиля солоди близки к подзолистым почвам (оглееным) или псевдоглеем, но с существенно иной нижней частью, которая отличается карбонатностью, солонцеватостью и засоленностью. В профиле всегда есть признаки оглеения: сизые, ржавые пятна, железо-марганцевые конкреции. Профиль солоди имеет строение $A(T)-E_g-V_{t,g}-V_{Ca,g}-V_{cs,g}-V_{sa,g}-C_g(G)$.

В верхней части профиля нередко присутствует лесная подстилка, но может быть и непосредственно дерновый горизонт, иногда торфянистый (при поверхностном заболачивании). В дерновом горизонте содержатся мелкие железо-марганцевые конкреции, свидетельствующие о пульсационном окислительно-восстановительном режиме. Мощность гумусового горизонта небольшая – 10–15 см.

Под дерновым горизонтом залегают элювиальный осолоделый горизонт $E (E_g)$ белесой окраски, словатый, чешуйчатый или бесструктурный, конкреционный (железисто-марганцевые новообразования), с ржаво-охристыми пятнами.

Иллювиальный горизонт $V_{t,g}$ характеризуется грязно-бурой окраской, плотный, глыбистый или ореховато-призмовидный, с глинисто-гумусовыми и сизоватыми пленками по граням структурных отдельных и черными примазками, в верхней части с присыпкой SiO_2 . Ниже лежащие горизонты $V_{Ca,g}$, $V_{cs,g}$, $V_{sa,g}$ образуют постепенный переход к материнской породе. Они характеризуются бесструктурностью, пятнистостью, оглеением, обильными новообразованиями карбонатов, гипса, легкорастворимых солей. Иногда присутствует лишь карбонатный горизонт.

Почвообразующая порода С желто-бурого цвета, с неясно выраженной структурой, плотного сложения, часто встречаются карбонаты в виде расплывчатых пятен и журавчиков, признаки оглеения.

Ниже приводится морфологическое описание дерновой солоды, развитой в Барабинской низменности в осиново-березовом колке, находящемся в плоской части межгрядного понижения в окружении почв солонцового комплекса (Ковалев, Рупасова, Корсунова, 1974).

A_0 0–1 см. Бурая, малоразложившаяся подстилка из свежего лесного опада.

A_0 1–2 см. Темно-бурая однородная масса из полуразложившегося опада прошлых лет.

A_0A_1 2–4 см. Темно-серый, непрочной комковатой структуры, рыхлый, свежаватый, задернован корнями древесных и травянистых растений, песчано-пылевато-суглинистый, не вскипает. Переход ясный по цвету.

A_1A_2 4–9 см. Неравномерно окрашен, светло-серый с более темными гумусированными участками. Сухой, рыхлый, листовато-пластинчатый. На поверхности пластинок блеклые ожелезненные пятна. В обилии корни древесных и травянистых растений. Местами встречаются пятна осолодения. Пылевато-глинистый, не вскипает. Переход постепенный по цвету.

A_2 9–22 см. Осолоделый, белесый, с многочисленными желтоватыми пятнами и точками, свежий, уплотнен, листовато-плитчатый. Корешковат. Пылевато-песчано-тяжелосуглинистый. Не вскипает. Переход ясный по цвету и структуре.

A_2V 22–39 см. Белесовато-бурый, неоднородный, структура мелко-ореховатая. Слабо уплотнен, трещиноват, свежий. Встречаются пятна и затеки кремнезема, очень мелкие рудяковые зерна и марганцевые конкреции. Редкие корни. Глинистый, не вскипает. Переход постепенный.

V_1 39–74 см. Темно-бурый с оливковым оттенком, книзу с красноватостью, темными марганцевистыми примазками и ожелезненными пятнами. Структура ореховато-призматическая. Грани структурных отдельностей покрыты темно-коричневыми пленками. Плотный, увлажненный. Редкие корни. Глинистый, не вскипает. Переход постепенный.

V_k 74–117 см. Карбонатный. Коричнево-бурый с карбонатной белоглазкой. Плотный, увлажненный, неясно призматической структуры. Охристые затеки по корневым ходам, многочисленные точки марганцевых примазок, желваки карбонатов. Глинистый, бурно вскипает. Переход постепенный.

BC_k 117–152 см. Максимально карбонатный. Сизовато-бурый с белыми и охристыми пятнами, черными марганцевыми примазками. Бес-

структурный, трещиноватый, очень плотный, увлажненный. Встречаются желваки карбонатов. Рудяковые зерна и марганцевые мелкие конкреции. Тяжелосуглинистый, бурно вскипает. Переход постепенный.

$C_{1к}$ 152–210 см. Сизовато-охристо-буроватый с коричневыми точками. Бесструктурный, плотный, влажный. Пятна карбонатов. Глинистый, бурно вскипает. Переход заметный.

$C_{2к}$ 210–255 см. Серо-бурый с охристыми пятнами, вкраплениями карбонатов и слюды, влажный, плотный, тяжелосуглинистый.

$C_{3к}$ 255–345 см. Оглеенный, голубовато-сизый, с охристыми пятнами. Влажный. Суглинистый. На глубине 345 см вскрыта грунтовая вода.

Свойства солодей. Солоди имеют резко дифференцированный профиль, что отчетливо обнаруживается по гранулометрическому и валовому химическому составу: верхний осолоделый горизонт обеднен илистыми частицами, полуторными оксидами, соединениями магния, кальция, калия, натрия и характеризуется относительным обогащением кремнеземом.

В минералогическом составе илистой фракции солодей, развитых на лессовидных породах, преобладают гидрослюды и смешанослойные минералы смектит-гидрослюдистого типа, присутствуют каолинит и хлорит. В элювиальной части профиля (осолоделый горизонт) количество смектитовых набухающих минералов существенно меньше, чем в иллювиальной.

Содержание гумуса в дерновом горизонте колеблется в широких пределах – от 1,5 до 10%, в некоторых случаях выше. С глубиной отмечается резкое его падение в осолоделом горизонте и некоторое увеличение (до 1%) в горизонте В. Дерновые солоды степных лиманов более гумусированы, чем типичные лесные. В составе гумуса дернового горизонта незначительно преобладают гуминовые кислоты, $C_{тк}:C_{фк}$ несколько более 1, ниже по профилю отмечается резкое сужение этого соотношения. Таким образом, в иллювиальных горизонтах гумус фульватный. Содержание валового азота определяется количеством гумуса и изменяется от 0,1 до 0,8%.

Емкость поглощения в зависимости от гранулометрического состава варьирует довольно значительно, но всегда меньше в осолоделом горизонте по сравнению с иллювиальным. Часто в элювиальном горизонте ЕКО варьирует от 5 до 15 мг·экв/100 г почвы, а в иллювиальном возрастает до 30–40 мг·экв/100 г. В составе ППК преобладают кальций и магний, в дерновом и осолоделом горизонтах присутствуют водород и алюминий, что обуславливает кислую и слабокислую реакцию почвенного раствора (рН 3,5–6,5), в иллювиальном горизонте часто имеется

натрий, иногда 10% и более от ЕКО. Нижняя часть профиля характеризуется нейтральной и слабощелочной реакцией почвенного раствора.

Таким образом, по составу ППК и реакции среды солоды резко отличаются от дерново-подзолистых почв. Кроме этого, на глубине одного метра солоды часто содержат карбонаты, а ниже могут присутствовать легкорастворимые соли.

Верхняя и нижняя части профиля солодей отличаются по водно-физическим свойствам. На границе с иллювиальным горизонтом отмечается резкое уменьшение порозности и водопроницаемости, в связи с чем здесь часто возникает верховодка, вызывающая переувлажнение верхней части профиля.

Таблица 28. Свойства дерновой солоды (по Ковалеву и др., 1974)

Горизонт, глубина, см	Гумус, %	Азот, %	рН водн	Обменные основания, мг-экв/100 г почвы				
				H ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Сумма
A ₀ 0–2	54,47	2,32	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
A ₀ A ₁ 2–4	24,40	1,52	5,1	1,43	40,4	12,2	1,0	55,2
A ₁ A ₂ 4–9	3,87	0,27	5,4	2,16	4,5	5,9	0,7	13,3
A ₂ 9–22	0,39	Следы	5,5	0,32	2,2	3,6	0,5	6,6
A ₂ B 22–39	0,96	Не опр.	6,1	0,42	16,6	10,5	0,7	28,2
B ₁ 39–74	0,53	–/–	7,7	Не опр.	19,5	8,1	0,9	28,7
B ₂ 74–117	0,41	–/–	7,7	Не определялось				
BC _к 117–152	0,26	–/–	7,7	–/–				

В табл. 28 приведены некоторые показатели химических и физико-химических свойств дерновой солоды лесостепной зоны Западно-Сибирской равнины (Бараба).

13.3. Классификация и диагностика солодей

Солоды принято делить по степени гидроморфности на три подтипа:

1. *Солоды лесные (типичные)* развиваются под березовыми колками или в понижениях типа подов и лиманов с хорошо развитым травянистым покровом. В профиле их под лесной подстилкой отчетливо выделяется осолодельный горизонт E(A₂). Дерновый горизонт A₁ отсутствует или слабо выражен (мощность его не превышает 5 см). Профиль имеет очень близкие черты строения к подзолистым почвам.

2. *Солоды луговые (дерновые)* формируются под осветленными колками или в понижениях с хорошо развитым травянистым покровом. В

профиле отчетливо выделяется дерновый горизонт A_1 , ниже которого лежит осолоделый горизонт $E(A_2)$.

3. *Солоди лугово-болотные (торфянистые)* приурочены к различным понижениям и развиваются под лугово-болотной растительностью с примесью кустарников (ивы) при близком залегании грунтовых вод (около 1 м). В профиле отчетливо выделяются оторфованная дернина $A_{дл}$, торфянистый горизонт A_1 , гумусовый горизонт A_1 и осолоделый $E(A_2)$.

Согласно «Классификации и диагностике почв СССР» (1977), выделяют следующие *подтипы* солодей:

- 1) лугово-степные (грунтовые воды на глубине 6–7 м);
- 2) луговые (грунтовые воды на глубине 1,5–3 м);
- 3) лугово-болотные (грунтовые воды на глубине 1–1,5 м).

Роды выделяют с учетом остаточных признаков солонцеватости и заселения:

- обычные;
- бескарбонатные;
- солонцеватые;
- солончаковатые.

Разделение солодей на *виды* производится следующим образом:

- а) по глубине осолодения (по мощности горизонтов $A+E(A_2)$):
 - мелкие – менее 10 см;
 - средние – 10–20 см;
 - глубокие – более 20 см.
- б) по мощности гумусового горизонта:
 - дернинные – менее 5 см;
 - мелкодерновые – 5–10 см;
 - среднедерновые – 10–20 см;
 - глубокодерновые – более 20 см;
- в) по содержанию гумуса в дерновом горизонте:
 - малогумусные (светлые) – менее 3%;
 - среднегумусные (серые) – 3–6%;
 - высокогумусные (темные) – более 6%.

Согласно «Классификации и диагностике почв России» (2004), в стволе постлитогенных, отделе текстурно-дифференцированных почв выделяют следующие *типы* солодей:

1) дерново-солоди (диагностируются по сочетанию в профиле серогумусового, элювиального (осолоделого) и текстурного горизонтов с залегающим ниже аккумулятивно-карбонатным горизонтом) (подтипы: типичные, глееватые, гидрометаморфизованные, турбированные);

2) дерново-солоди глеевые (отличаются от предыдущего типа ясно выраженными признаками оглеения) (подтипы: типичные, турбированные);

3) солоди темногумусовые (характеризуются наличием мощного (15–50 см) темногумусового горизонта, содержащего 3–8% гумуса) (подтипы: типичные, глееватые, гидрометаморфизованные, турбированные);

4) солоди перегнойно-темногумусовые гидрометаморфические (отличаются от предыдущего типа выраженными признаками гидрометаморфизации) (подтипы: типичные, турбированные).

Использование. В связи с низким потенциальным плодородием, а именно неблагоприятным водным режимом и бедностью элементами питания, а также с мелкоконтурностью солоди в сельском хозяйстве используют мало. Травяные экосистемы на солодах используют как сенокосы и пастбища, а колочные леса – как источник древесины и водоохраные угодья. Но в ряде случаев эти почвы мелиорируют для земледелия. Для повышения плодородия вносят органические и минеральные удобрения. Поскольку реакция верхних горизонтов солодей кислая, проводится известкование. Важнейшими агротехническими приемами, улучшающими водно-физические свойства солодей, являются глубокое рыхление и обогащение их органическим веществом. В случае залегания солодей мелкими пятнами среди распаханых массивов их улучшают путем землевания.

ГЛОССАРИЙ

Автоморфные почвы – формируются на ровных поверхностях и склонах в условиях свободного стока поверхностных вод при глубоком залегании грунтовых вод (глубже 6 метров), не оказывающих влияния на почвообразование.

Аллювиальный процесс – принос паводковыми водами взмученного материала, постоянное размывание и обновление поймы, отложение на ее поверхности взвешенных в воде частиц.

Анаэробные условия – отсутствие доступа свободного кислорода. Необходимую для жизнедеятельности энергию в этих условиях организмы получают за счет сопряженных реакций окисления-восстановления органических и неорганических соединений.

Аэробные условия – наличие свободного кислорода.

Бореальный пояс – термический пояс Земли, который характеризуется среднегодовой температурой $-4...+4$ °С и величиной радиационного баланса $42-84$ кДж/(см²·мин).

Вид почвы – группы почв в пределах рода, различающихся по степени развития основного почвообразовательного процесса. Например, в подзолистых почвах по степени развития подзолообразования выделяют виды слабо-, средне-, сильноподзолистых почв.

Влагоемкость – количество влаги, которое может длительно удерживаться почвой при подаче воды сверху, когда грунтовая вода стоит глубоко, и при подаче воды снизу, когда уровень грунтовых вод высок.

Водный режим почв – совокупность всех явлений поступления влаги в почву, ее передвижения, изменения ее физического состояния в почве и ее расхода из почвы. К числу этих явлений – элементов водного режима почв – относятся: инфильтрация, конденсация, фильтрация, подъем капиллярный, замерзание почвы, разморозание почвы, сток, испарение суммарное, десукция. В зависимости от количественного соотношения этих явлений создаются различные типы водного режима почвы.

Водопроницаемость почвы – свойство почвы, как пористого тела, пропускать через себя воду. Количественно выражается мощностью слоя воды, поступающей в почву через ее поверхность в единицу времени.

Вторичное засоление – накопление солей в почве, возникающее в результате искусственного изменения водного режима, например при неправильном орошении.

Вторичные глинистые минералы – это вторичные алюмосиликаты с общей химической формулой $n\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot m\text{H}_2\text{O}$ и характерным молярным отношением $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, изменяющимся от 2 до 5. Их название связано с преобладанием в составе глин. К ним относятся минералы групп монтмориллонита, каолинита, гидрослюд, смешанно-слоистых минералов, хлорита.

Вторичные минералы – образуются при химическом выветривании первичных минералов, при осаждении солей из водных растворов, в результате жизнедеятельности микроорганизмов и т.д.

Выветривание – процессы разрушения горных пород и минералов под воздействием атмосферы, гидросферы и биосферы. Различаются: физическое выветривание – измельчение горной породы без изменения ее минералогического и химического состава под влиянием колебаний температуры и влажности, химическое и биологическое выветривание – вызывающие глубокие изменения минералогического и химического состава.

Выпотной тип водного режима – складывается в почвах семиаридного (полусухого) и аридного (сухого) климата (коэффициент увлажнения менее 0,55) при неглубоком залегании грунтовых вод. Капиллярная кайма грунтовых вод поднимается к поверхности почв, при этом влага испаряется, а растворенные в ней соли скапливаются в поверхностных горизонтах.

Выщелачивание – процесс обеднения того или иного горизонта или почвы в целом основаниями (щелочами и щелочными землями) в результате выхода их из кристаллической решетки минералов или из органических соединений, растворения и выноса просачивающейся водой. Частными видами выщелачивания являются: а) декарбонизация – разрушение и вынос извести из почвы или почвообразующей породы; б) рассоление – освобождение почвы или почвообразующей породы от водорастворимых солей.

Гальмиролиз – выветривание (разрушение) минералов под действием солевых растворов.

Генезис почвы – происхождение, развитие и эволюция почвы.

Гидролитическая кислотность – обусловлена количеством ионов водорода и алюминия, находящихся в обменном (частично в не-обменном) состоянии в почвенном поглощающем комплексе, которые извлекаются из ППК раствором гидролитически щелочной соли (обычно используют 1 н. раствор ацетата натрия CH_3COONa (рН 8,2)).

Гидроморфные почвы – почвы, формирующиеся в условиях длительного поверхностного застоя вод или при залегании грунтовых вод на глубине менее 3 метров (при этом капиллярная кайма может достигать поверхности почвы).

Гранулометрический состав – относительное содержание в почве твердых частиц (механических элементов) разной величины.

Грунтовые воды (аллохтонные) – первый от поверхности земли постоянный водоносный горизонт, залегающий на водоупорном слое.

Гуматы кальция – гуминовые кислоты, связанные с кальцием (вторая фракция гуминовых кислот, черные гуминовые кислоты).

Гуминовые кислоты (ГК) – высокомолекулярные азотсодержащие органические кислоты, хорошо растворимые в щелочах, слабо растворимые в воде и нерастворимые в кислотах. Имеют темно-коричневый, темно-бурый или черный цвет.

Гумификация – процесс превращения промежуточных продуктов разложения органических остатков в специфические сложные высокомолекулярные вещества – гумусовые кислоты.

Гумус – сложная система высокомолекулярных азотсодержащих органических веществ специфической природы, все составные части которой находятся в тесном взаимодействии друг с другом и с минеральной частью почвы.

Гумусообразование – процесс преобразования органических остатков в почвенный гумус и его перемешивания с минеральной частью почвы с формированием гумусовых сгустков (гумонов), обволакивающих пленок, органоминеральных соединений и глинисто-гумусовых комплексов.

Дерновый горизонт (дернина) – горизонт накопления гумуса, более чем на 50% пронизанный корнями травянистых растений.

Дерновый процесс – интенсивное гумусообразование, гумусонакопление и аккумуляция биофильных элементов под воздействием травянистой растительности и особенно корневой массы с образованием поверхностного темного комковатого или зернистого гумусового горизонта, состоящего наполовину из корневых систем растений. Сопровождается формированием водопрочной комковато-зернистой структуры.

Дефляция – процесс механического разрушения почвы под действием ветра (ветровая эрозия), который особенно сильно проявляется на легких почвах (развеивание песков), но иногда и на суглинках и глинах при их пылеватом составе во время пыльных бурь.

Диагностика почв – это процесс описания почвы в соответствии с определенными правилами в целях ее систематического определения,

т.е. отнесения к уже известному или новому типу, подтипу, роду, виду и т.д.

Емкость катионного обмена (ЕКО) – общее количество всех поглощенных (обменных) катионов, выраженное в миллиграмм-эквивалентах на 100 г почвы.

Емкость поглощения – вся сумма поглощенных катионов. Емкость поглощения определяется по количеству катиона, которым насыщают почву, промывая ее обычно забуференным по pH раствором соли этого катиона и вытесняя каким-либо другим катионом. Обычно, говоря о емкости поглощения, имеют в виду емкость катионного обмена.

Засоление – процесс накопления в почвенном профиле водорастворимых солей из минерализованных грунтовых вод при выпотном водном режиме.

Зольные вещества – элементы, которые остаются в золе после сжигания органической части растения. Обычно это все элементы, которые могут находиться в растениях и животных, кроме углерода, водорода, кислорода и азота; последние не входят в состав золы, так как улетучиваются при сухом озолении. В состав золы входят преимущественно кремний, алюминий, железо, марганец, кальций, магний, фосфор, сера, калий, натрий и ряд микроэлементов.

Иллювиальный горизонт – горизонт, в котором происходит накопление веществ, вынесенных из вышележащих (элювиальных) горизонтов.

Кислые породы – магматические горные породы, пересыщенные кремнекислотой (65–70%), т.е. содержащие её в избытке, который выделяется в виде минерала кварца (гранит, диорит и др.) или остаётся растворённым в аморфной основной массе – вулканическом стекле (обсидиан, смоляной камень и др.).

Классификация почв – это объединение почв в группы по их важнейшим свойствам, происхождению и особенностям плодородия.

Коагуляция – процесс перехода коллоидов из состояния золя (коллоидного раствора) в состояние геля (коллоидного осадка), сопровождаемый уменьшением степени дисперсности коллоидов. В результате образуется ценная комковато-зернистая структура и улучшаются физические свойства почвы.

Комплекс почв – 1) чередование почв по микрорельефу; 2) почвенные комбинации с регулярным чередованием мелких пятен (от 1 метра до десятков метров) контрастно различающихся почв, взаимно генетически обусловленных. Компоненты комплекса чаще всего приурочены к элементам микрорельефа или микроассоциациям растительности и сопряжены с перераспределением влаги осадков.

Кора выветривания – слои горных пород, где протекают процессы выветривания. Это продукт разрушения горных пород, трансформации минеральных компонентов, их сортировки и перераспределения.

Коэффициент увлажнения – отношение количества выпавших осадков (в миллиметрах) к испаряемости (в миллиметрах) за этот же период.

Криогенез – это генезис (образование, развитие и эволюция) почв в условиях влияния многолетней мерзлоты.

Криотурбация – процесс морозного механического перемещения одних почвенных масс относительно других в пределах какого-либо горизонта или профиля в целом с образованием специфического криотурбационного строения.

Лессиваж (лессивирование, обезызливание, иллиммеризация) – вынос илистой фракции вниз по профилю без ее разрушения.

Лизиметрические исследования – используются для изучения процессов вертикальной миграции веществ в природных условиях с помощью лизиметров.

Метаморфический горизонт – горизонт, основные свойства которого создаются процессами почвообразования, совершающимися *in situ*.

Минерализация – процесс разложения органических веществ до простых компонентов (воды, CO₂, минеральных солей и др.).

Морфологические признаки – внешние признаки почвы, по которым ее можно отличить от горной породы или одну почву от другой, а также приблизительно судить о направлении и степени выраженности почвообразовательного процесса. Главные морфологические признаки почвы: строение почвенного профиля, мощность почвы и ее отдельных горизонтов, окраска, структура, гранулометрический состав, сложение, новообразования и включения.

Негидролизующий остаток (гумин) – совокупность гуминовых и фульвокислот, прочно связанных с минеральной частью почвы.

Непромывной водный режим – формируется в полувлажных (семигумидных) и полусухих (семиаридных) областях (коэффициент увлажнения 1,0–0,33), почвенная толща промачивается в пределах 1–2,5 метра. Между промачиваемой толщей и капиллярной каймой грунтовых вод существует горизонт с постоянной в течение всего года низкой влажностью (мертвый горизонт, по Г.Н. Высоцкому).

Низкомолекулярные неспецифические кислоты – органические кислоты, встречающиеся не только в почве, но и в других средах, где есть органическое вещество. Представлены уксусной, муравьиной, молочной, янтарной, яблочной и другими кислотами, являющимися промежуточными продуктами разложения органических остатков в почве.

Новообразования – скопления веществ различной формы и химического состава, которые образуются и откладываются в горизонтах почвы в результате почвообразовательных процессов.

Номенклатура почв – это наименования почв в соответствии с их свойствами и классификационным положением.

Оглеение – сложный биохимический процесс метаморфического преобразования минеральной почвенной массы в условиях анаэробного процесса в результате постоянного или длительного периодического переувлажнения почвы, приводящего к интенсивному развитию восстановительных процессов, иногда сменяемых окислительными; процесс характеризуется восстановлением элементов с переменной валентностью, разрушением первичных минералов, синтезом специфических вторичных минералов, имеющих в своей кристаллической решетке ионы с низкой валентностью, незначительным выносом оснований и иногда аккумуляцией соединений железа, серы, фосфора, кремния.

Оглинивание (оглинение) – процесс внутрипочвенного выветривания первичных минералов с образованием и относительным накоплением *in situ* вторичных глинистых минералов.

Ожелезнение – процесс высвобождения железа из решеток минералов при выветривании и их осаждении *in situ* по порам и трещинам в виде кутан, зерен, микроагрегатов и сгустков гидроксидов, сопровождающийся побурением или покраснением почвообразующей породы и почвы.

Оподзоливание – появление в почве признаков подзолистого процесса, в основе которого лежит кислотный гидролиз глинистых силикатов в условиях гумидного климата и промывного типа водного режима с остаточной аккумуляцией в подзолистом (оподзоленном) горизонте кремнезема и обеднение его илом, алюминием, железом и основаниями.

Основные породы – магматические горные породы, относительно бедные кремнезёмом (45–55%) и богатые магнием и кальцием. Для минералогического состава основных пород характерны основные плагиоклазы (лабрадор), присутствуют также недонасыщенные кремнезёмом минералы – оливин и др. Основные породы могут быть как интрузивными (габбро, анортозиты и пр.), так и эффузивными (базальты и др.). Большинство современных вулканов извергает основные лавы, они же характерны для всех трещинных вулканических излияний.

Осолодение – процесс разрушения минеральной части почвы под воздействием щелочных растворов (щелочной гидролиз глинистых силикатов) с накоплением остаточного аморфного кремнезема и выносом из элювиального (осолоделого) горизонта аморфных продуктов разрушения.

Осолонцевание – внедрение натрия в почвенный поглощающий комплекс и, как следствие, резкое повышение дисперсности органической и минеральной частей, снижение устойчивости коллоидов по отношению к воде и возникновение щелочной реакции почвы.

Оструктуривание – процесс разделения почвенной массы на агрегаты разного размера и формы и последующего упрочнения их.

Отдел – таксономическая единица в Классификации почв России (2004) – группа почв, характеризующихся единством основных процессов почвообразования, формирующих главные черты почвенного профиля.

Пептизация коллоидов – процесс перехода коллоидов из состояния геля (коллоидного осадка) в состояние золя (коллоидного раствора), сопровождаемый увеличением степени дисперсности коллоидов. В результате разрушается ценная комковатая структура, ухудшаются физические свойства почвы.

Первичные минералы – образуются в результате застывания магмы (кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены, слюды и др.).

Периодически промывной водный режим – формируется на границе влажных (гумидных) и полувлажных (семигумидных) областей (коэффициент увлажнения 0,8–1,2), характерно не ежегодное (периодическое) промачивание атмосферными осадками почвенно-грунтовой толщи до уровня грунтовых вод.

Плодородие – способность почв удовлетворять потребности растений в элементах питания и воде, обеспечивать их корневые системы достаточным количеством тепла, воздуха и благоприятной физико-химической средой для нормального роста и развития.

Плотность почвы – вес 1 см³ сухой почвы, взятой без нарушения природного ее сложения, единица измерения – г/см³.

Подзолообразовательный процесс – процесс кислотного гидролиза (разрушения под действием низкомолекулярных органических кислот неспецифической природы и высокомолекулярных органических кислот специфической природы (главным образом фульвокислот)) первичных и вторичных минералов с последующим выносом продуктов разрушения вниз по профилю с нисходящими токами воды в условиях промывного водного режима.

Подстилкообразование – формирование на поверхности почвы органического слоя лесной подстилки или степного войлока.

Подтип почвы – группы почв в пределах типа, качественно отличающихся по проявлению основного и налагающихся процессов почвообразования и являющихся переходными ступенями между типами. Как

правило, в пределах каждого типа выделяются центральный, наиболее типичный подтип и ряд переходных к другим типам подтипов.

Полугидроморфные почвы – почвы, формирующиеся при кратковременном застое поверхностных вод или при залегании грунтовых вод на глубине 3–6 метров (при этом капиллярная кайма может достигать корней растений).

Пористость почвы – суммарный объем всех пор, выраженный в процентах от общего объема почвы.

Почва – обладающая плодородием сложная полифункциональная и поликомпонентная открытая многофазная система в поверхностном слое коры выветривания горных пород, являющаяся комплексной функцией горной породы, организмов, климата, рельефа и времени.

Почвенная зона – ареал, занимаемый зональным почвенным типом и сопутствующими ему интразональными типами.

Почвенные горизонты – однородные, обычно параллельные поверхности слои почвы, составляющие почвенный профиль и различающиеся между собой по морфологическим признакам. Называются генетическими, т.к. образуются в процессе генезиса почв.

Почвенный поглощающий комплекс (ППК) – вся сумма органических, минеральных и органоминеральных коллоидов (частицы размером менее 0,0001 мм), обладающих физико-химической поглотительной способностью и способных к реакциям обмена.

Почвенный профиль – определенная вертикальная последовательность генетических горизонтов почвы.

Почвообразующие (материнские) породы – горные породы, на которых формируются почвы.

Промывной водный режим – формируется в гумидных областях, где осадки превышают испаряемость (коэффициент увлажнения больше 1). Атмосферные осадки ежегодно промачивают почвенно-грунтовую толщу до уровня почвенно-грунтовых вод, часто весной и осенью в таких почвах формируется верховодка.

Процесс почвообразования – сложный 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. Почвообразовательный процесс представляет собой совокупность явлений превращения и передвижения веществ и энергии в почвенной толще.

Псевдооглеение – процесс внутрисочвенного поверхностного или подповерхностного оглеения под воздействием периодического переувлажнения верховодкой при ее сезонном образовании на водоупорном

иллювиальном горизонте или более тяжелом нижнем слое двухчленной почвообразующей породы.

Пучение – процесс неравномерного увеличения объема почвы (грунта) при промерзании, происходящего как за счет увеличения объема имевшейся в грунте воды на 9% при ее кристаллизации, так и вследствие замерзающих новых объемов воды, мигрирующих извне в рассматриваемый объем грунта и к фронту промерзания.

Разновидность почвы – группы почв в пределах вида или подвида, различающиеся по гранулометрическому составу верхних почвенных горизонтов (легкосуглинистые, песчаные, глинистые и т.д.).

Разряд почвы – группы почв, образующиеся на однородных в литологическом или генетическом отношении породах (на лессах, аллювии, граните, известняке и т.д.).

Рассоление – процесс освобождения почвенного профиля или почвообразующей породы от водорастворимых солей путем растворения и выноса их в грунтовые воды при смене гидрологического режима почвы.

Растрескивание – процесс интенсивного сжатия почвенной массы при ее обсыхании с образованием вертикальных трещин на ту или иную глубину, ведущий к перемешиванию почвы и ее гомогенизации на глубину растрескивания в одних почвах (например, вертисолях) либо, наоборот, к образованию гетерогенных профилей с разным составом и строением в заполненных трещинах в других почвах (например, в криогенных почвах).

Реакция почвенного раствора – соотношение концентраций в почвенном растворе ионов H^+ и OH^- ; выражается величиной рН.

Режимы почвенные – закономерные изменения основных почвенных параметров (температуры, влажности, аэрации, химического состава почвенного воздуха и почвенного раствора), выведенные из многолетних данных. Различают температурный, водно-воздушный, кислотно-щелочной, окислительно-восстановительный, пищевой, солевой и другие почвенные режимы.

Реликтовые признаки – признаки почв, приобретенные в процессе предшествующих фаз выветривания и почвообразования и не соответствующие современной биоклиматической и (или) гидрологической обстановке.

Род почвы – группы почв в пределах подтипов, качественные генетические особенности которых объясняются влиянием комплекса местных условий: составом почвообразующих пород, составом и положением грунтовых вод, реликтовыми признаками почвообразующего субстрата.

Сегрегация – процесс образования осветленного внутрисочвенного горизонта путем стягивания соединений железа и марганца из общей почвенной массы в центры концентрации без существенного выноса за пределы горизонта.

Сиаллитизация (оглинивание) – процесс внутрисочвенного выветривания первичных минералов с образованием и относительным накоплением *in situ* вторичной глины сиаллитного состава.

Систематика почв – это учение о разнообразии всех существующих на Земле почв, о взаимоотношениях и связях между их различными группами (таксонами), основывающееся на их диагностическом описании, определении путем сравнения специфических особенностей каждого вида почвы и каждого таксона более высокого ранга.

Скелетность почвы – обусловлена наличием слабовыветрившихся обломков плотных пород, смешанных с мелкоземом.

Слитизация – процесс обратимой цементации (при высыхании) монтмориллонитово-глинистых почв в условиях периодического чередования интенсивного увлажнения и просыхания, сопровождающийся смесью набухания и усадки с интенсивной вертикальной трещиноватостью.

Сложение – характер взаимного расположения в пространстве механических элементов, почвенных агрегатов и связанных с ними пор. Это внешнее выражение плотности и пористости почвы.

Солифлюкция – криогенный процесс, выражающийся в текучести грунта по склону. Переувлажнение почвенной толщ в период весенне-летнего протаивания приводит к тому, что деятельный слой почв приобретает консистенцию пльвуна и сползает по поверхности горизонта многолетней мерзлоты под воздействием силы тяжести.

Солончаковатость – наличие водорастворимых солей в почвенном профиле.

Сочетания почв – закономерная смена (чередование) почв по мезорельефу. В последнее время сочетаниями предлагается называть почвенные комбинации, в которых регулярно чередуются довольно крупные (порядка гектаров и десятков гектаров) ареалы контрастно различающихся почв, генетическая связь между которыми (перемещение влаги, органо-минеральных и минеральных веществ) имеет однонаправленный (односторонний) характер.

Сравнительно-географический метод – основан на изучении связей между пространственным изменением свойств и состава почв с географией факторов почвообразования.

Сравнительно-исторический метод – дает возможность исследовать прошлое почв. На основании изучения погребенных почв и почвенных

горизонтов, реликтовых признаков почв и их сопоставления с современными процессами можно судить о прошлом почв.

Средние породы – магматические горные породы, содержащие 56–65% кремнезёма. К ним относятся главным образом полевошпатовые породы с небольшой примесью железо-магнезиальных минералов (пироксена, роговой обманки, реже биотита). По вещественному составу среди средних пород различают натриевый (диориты, андезиты, порфириты) и калиевый (сиениты) ряды. Средние породы распространены среди эффузивных пород, в которых андезиты и порфириты преобладают над трахитами и порфирами; интрузивные породы (диорит, сиенит) распространены значительно меньше.

Ствол – высшая таксономическая единица в Классификации почв России (2004), отражающая разделение почв по соотношению процессов почвообразования и накопления осадков.

Степень засоления – определяется количеством водорастворимых солей с учетом их токсичности.

Степень насыщенности почв основаниями – отношение суммы обменных катионов к сумме тех же катионов и величины гидrolитической кислотности почв, выраженное в процентах.

Строение почвы (строение профиля) – общий вид почвы со всеми почвенными генетическими горизонтами. Это результат генезиса почвы, постепенного развития ее из материнской породы, которая дифференцируется на горизонты в процессе почвообразования.

Структура – совокупность почвенных агрегатов определенной формы и размеров, на которые естественно распадается почва.

Суббореальный пояс – термический пояс Земли, который характеризуется среднегодовой температурой +10 °С и величиной радиационного баланса 84–210 кДж/(см²·мин).

Сумма поглощенных оснований – общее количество всех поглощенных катионов. Выражается в миллиграмм-эквивалентах на 100 г почвы.

Сумма обменных катионов – общее количество всех катионов, находящихся в диффузном слое коллоидных мицелл (синоним сумма поглощенных катионов).

Таксономия почв – система таксономических единиц – последовательно соподчиненных систематических категорий, отражающих объективно существующие в природе группы почв.

Таксоны (таксономические единицы) – это классификационные, или систематические, единицы, показывающие класс, ранг или место в системе каких-либо объектов, дающие степень детальности, или точность их определения.

Тиксотропность – способность почв и грунтов в переувлажненном состоянии разжижаться под влиянием механических воздействий и снова переходить в твердое состояние при пребывании в покое. При явлении тиксотропии вся почвенная влага включается в состав гидратных оболочек почвенных частиц и теряет способность к свободному передвижению, в результате этого передвигаются не растворы, а вся почвенная масса.

Тип почвы – большая группа почв, развивающихся в однотипно сопряженных биологических, климатических, гидрологических условиях и характеризующихся ярким проявлением основного процесса почвообразования при возможном сочетании с другими процессами.

Токсичность солей – свойство различных легкорастворимых солей вызывать угнетение развития и отравление растительных организмов вследствие повышения осмотического давления в почвенных растворах и нарушения поступления воды и питательных элементов, а также нарушения физиологических функций растения.

Торф – органогенная порода, состоящая из продуктов специфической трансформации растительных остатков, измененных в процессе болотного почвообразования и погребения этих остатков под их нарастающей толщей в условиях анаэробнозиса.

Факторы почвообразования – внешние по отношению к почве компоненты природной среды, под воздействием и при участии которых формируется почвенный покров земной поверхности.

Фульвокислоты (ФК) – высокомолекулярные азотсодержащие органические кислоты, хорошо растворимые и в кислотах, и в щелочах. Имеют светло-желтую окраску.

Химизм засоления (тип засоления) – качественный состав солей, устанавливается по соотношению анионов или катионов в составе водной вытяжки засоленных почв.

Эволюция почвы – совокупность всех изменений в почве от начала ее образования до сегодняшнего дня. Причина эволюции – несоответствие свойств почвы и протекающих в ней процессов факторам почвообразования.

Элементарные почвенные процессы – частные почвообразовательные процессы, являющиеся горизонтообразующими или профилообразующими (например, гумусообразование, засоление, оподзоливание, оглеение и др.).

Элювиально-глеевый процесс – процесс разрушения глинистых силикатов при оглеении с последующим выносом или сегрегацией продуктов разрушения и остаточным накоплением кремнезема; отличается от псевдооглеения отсутствием мраморизации и сегрегации.

Элювиальный горизонт – горизонт вымывания, осветленный, обедненный илом, полуторными оксидами и основаниями (подзолистый, осолоделый горизонты).

Элювиирование – процесс выноса продуктов разрушения почвенного материала нисходящими или латеральными (боковыми) токами воды, в результате чего элювиальный горизонт обедняется теми или иными соединениями и относительно обогащается оставшимися на месте соединениями или минералами.

Эрозия – процесс механического разрушения почвы под действием поверхностного стока атмосферных осадков (временных водных потоков).

ЛИТЕРАТУРА

Основная

- Афанасьева Е.Н.* Черноземы Среднерусской возвышенности. М.: Наука, 1966. 224 с.
- Базилевич Н.И.* Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965. 350 с.
- Базилевич Н.И.* Лесостепные солоды. М.: Наука, 1967. 98 с.
- Волобуев В.Р.* Система почв мира. Баку: Элм, 1973. 308 с.
- Глазовская М.А.* Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1964. 267 с.
- Добровольский Г.В.* Почвы речных пойм центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1968. 295 с.
- Зайдельман Ф.Р.* Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974. 208 с.
- Зайдельман Ф.Р.* Процесс глееобразования и его роль в формировании почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 300 с.
- Зайдельман Ф.Р.* Генезис и экологические основы мелиорации почв и ландшафтов. М.: КДУ, 2009. 717 с.
- Иванов И.В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 144 с.
- Иванова Е.Н.* Классификация почв СССР. М.: Наука, 1976. 227 с.
- Караваева Н.А.* Заболачивание и эволюция почв. М.: Наука, 1982. 296 с.
- Карманов И.И.* Почвы предгорий Северо-Западного Алтая и их использование в сельском хозяйстве. М.: Наука, 1965. 158 с.
- Классификация и диагностика почв России / Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева и др.* Смоленск: Ойкумен, 2004. 342 с.
- Классификация и диагностика почв СССР.* М.: Колос, 1977. 223 с.
- Ковда В.А.* Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. 1, 2.
- Кононова М.М.* Органическое вещество почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.
- Лебедева И.И., Семина Е.В.* Почвы Центрально-Европейской и Среднерусской лесостепи. М.: Колос, 1974. 229 с.
- Ногина Н.А.* Почвы Забайкалья. М., 1964. 307 с.
- Полевой определитель почв России.* М., 2008. 182 с.
- Пономарева В.В.* Теория подзолообразовательного процесса. М.; Л.: Наука, 1964. 378 с.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А.* Гумус и почвообразование. Л.: Наука, 1980. 222 с.
- Роде А.А.* Подзолообразовательный процесс: Избр. труды. М., 2008. Т. 2. 479 с.
- Рыбаков М.М.* Осолодение почв в черноземной зоне. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 210 с.
- Хмелев В.А.* Лессовые черноземы Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. 201 с.

Дополнительная

- Афанасьева Е.А., Бахтин П.У.* Генетическая характеристика почв Зауральской лесостепи // Исследование в области генезиса почв. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 53–106.
- Базилевич Н.И.* Материалы и вопросы о генезисе солодей // Почвоведение. 1947. № 4. С. 227–239.
- Базилевич Н.И., Ковалев Р.В., Курачев В.М. и др.* Морфология, химические и физико-химические свойства почв древнего приозерного вала // Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы. Т. 1. Биогеоценозы и их компоненты. Новосибирск: Наука, 1974. С. 59–74.
- Базилевич Н.И., Ковалев Р.В., Курачев В.М. и др.* Морфология, химические и физико-химические свойства почв приозерных террас // Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы. Т. 1. Биогеоценозы и их компоненты. Новосибирск: Наука, 1974. С. 83–101.

- Богданов Н.И.* Особенности почвенного покрова и эволюция почв Западной Сибири. Омск, 1977. 62 с.
- Герасько Л.И., Пашичева Г.Е.* Почвы Томского Приобья // Генезис и свойства почв Томского Приобья. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. С. 32–84.
- Герасько Л.И., Пологова Н.Н.* Особенности почвообразования в таежной зоне Томского Приобья // Вопросы почвоведения Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. С. 3–23.
- Ерохина А.А., Розов Н.Н.* К характеристике черноземов и лугово-черноземных почв Западно-Сибирской равнины // О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 27–39.
- Ильиных Н.И.* Почвы Кузнецкого Алатау. Красноярск, 1970. 166 с.
- Каллас Е.В.* Гумусовые профили почв озерных котловин Чулымо-Енисейской впадины. Новосибирск: Гуманитарные технологии, 2004. 170 с.
- Каретин Л.Н.* Черноземы и лугово-черноземные почвы Тобол-Ишимского междуречья. Новосибирск: Наука, 1982. 294 с.
- Карпачевский Л.О., Котельников В.И., Баркан Я.Г. и др.* Агрохимическая характеристика почв Алтайского края // Агрохимическая характеристика почв СССР. Районы Западной Сибири. М.: Наука, 1968. С. 32–92.
- Кахаткина М.И.* Основные свойства, групповой и фракционный состав гумуса пойменных дерновых почв сельскохозяйственных районов Томской области // Вопросы почвоведения Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. С. 88–101.
- Ковда В.А.* Почвы Прикаспийской низменности. М.; Л., 1950. 256 с.
- Пономарева В.В.* Новые данные к познанию подзолообразовательного процесса // Вестник Ленин. ун-та. 1950. № 7. С. 58–82.
- Соколов И.А., Соколова Т.А.* О зональном типе почв в области многолетней мерзлоты. // Почвоведение. 1962. № 10. С. 47–61.
- Титлянова А.А., Базилевич Н.И.* Функциональная модель обменных процессов травяных биогеоценозов стационара Карачи // Ресурсы биосферы. Л., 1975. Вып. 1. С. 77–85.
- Тюрин И.В.* Почвы лесостепи // Почвы СССР. М., 1939. Т. 1. С. 219–245.
- Фирсова В.П.* Почвы таежной зоны Урала и Зауралья. М.: Наука, 1977. 176 с.
- Хмелев В.А.* Почвы низкогорий Северного Алтая. Новосибирск: Наука, 1982. 153 с.
- Хохлова Т.И.* Основные агрохимические свойства черноземов Ленинск-Кузнецкого района Кемеровской области // Ученые записки. №49. Вопросы естествознания. Томск: Изд-во Том. ун-та. 1964. С. 202–214.
- Ярков С.П.* Почвы лесолуговой зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 318 с.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
1. ДЕРНОВЫЕ ПОЧВЫ	5
1.1. Рендзины и парарендзины	5
1.1.1. Генезис и эволюция рендзин и парарендзин	6
1.1.2. Классификация и свойства рендзин и парарендзин	7
1.2. Ранкеры	12
2. ГИДРОМОРФНЫЕ ПОЧВЫ	14
2.1. Гидроморфизм почв	14
2.2. Болотные почвы	17
2.2.1. Условия формирования и генезис болотных почв	17
2.2.2. Свойства торфа	20
2.2.3. Классификация и диагностика болотных почв	21
3. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ (ПОЙМЕННЫЕ) ПОЧВЫ	28
3.1. Условия формирования и генезис аллювиальных почв	28
3.2. Классификация и свойства аллювиальных почв	32
4. КРИОГЕННЫЕ ПОЧВЫ	39
4.1. Криогенез почв	40
4.2. Мерзлотно-таежные почвы	42
4.2.1. Условия почвообразования и генезис мерзлотно-таежных почв	43
4.2.2. Общие свойства мерзлотно-таежных почв	44
4.2.3. Классификация и диагностика мерзлотно-таежных почв	46
5. ПОДЗОЛИСТЫЕ ПОЧВЫ	54
5.1. Элювиально-иллювиально-дифференцированный профиль	54
5.2. Подзолистые почвы	56
5.2.1. Условия почвообразования в таежно-лесной зоне	56
5.2.2. Генезис и морфологическое строение подзолистых почв	58
5.2.3. Свойства подзолистых почв	63
5.2.4. Классификация подзолистых почв	68
6. СЕРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ	70
6.1. Условия почвообразования в лесостепной зоне	70
6.2. Генезис серых лесных почв	73
6.3. Морфологическое строение профиля и свойства серых лесных почв	75
6.4. Классификация и диагностика серых лесных почв	80
7. БУРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ	83
7.1. Экологические условия буроземообразования и генезис бурых лесных почв	83
7.2. Морфологическое строение профиля и свойства бурых лесных почв	87
7.3. Классификация и диагностика бурых лесных почв	87
8. ЧЕРНОЗЕМЫ	89
8.1. Экология черноземообразования	89
8.2. Генезис черноземов	92
8.3. Морфологическое строение профиля и свойства черноземов	96
8.4. Классификация и диагностика черноземов	98
9. ЛУГОВО-ЧЕРНОЗЕМНЫЕ ПОЧВЫ	109
9.1. Условия формирования лугово-черноземных почв	109

9.2. Генезис лугово-черноземных почв	112
9.3. Морфологическое строение профиля и свойства	114
9.4. Классификация и диагностика лугово-черноземных почв	117
10. КАШТАНОВЫЕ ПОЧВЫ	121
10.1. Условия почвообразования в зоне сухих степей	121
10.2. Генезис каштановых почв	123
10.3. Морфологическое строение профиля и свойства	124
10.4. Классификация и диагностика каштановых почв	128
11. СОЛОНЦЫ	132
11.1. Условия почвообразования и генезис солонцов	132
11.2. Морфологическое строение профиля и свойства солонцов	138
11.3. Классификация и диагностика солонцов	145
12. СОЛОНЧАКИ	150
12.1. Источники солей в почвах и условия их аккумуляции	150
12.2. Генезис, строение профиля и свойства солончаков	152
12.3. Классификация и диагностика солончаков	155
13. СОЛОДИ	158
13.1. Условия почвообразования и генезис солодей	158
13.2. Морфологическое строение и свойства солодей	160
13.3. Классификация и диагностика солодей	163
Глоссарий	166
Литература	179



Васюганское болото (фото Л.Г. Колесниченко)



Грядово-мочажинный комплекс, средняя тайга, Сургутское Приобье



Сургутская низина. Тромъёган-Пимский водораздел



А – подзол иллювиально-железисто-гумусовый, Сибирские увалы;

Б – подзолисто-болотная почва, Сибирские увалы (фото Б.А. Смоленцева)

А



А

Б



Б

А – сосняк беломошниковый,
Сургутское Приобье;

Б – подзол илливиально-
железистый языковатый,
Сургутское Приобье (фото
М.Е. Свиридович)



А



Б

А – дерново-палево-подзолистая почва, Брянское ополье (фото С.В. Лойко);

Б – дерново-подзол псевдофибровый контактно-глееватый, терраса р. Томи (фото Л.Г. Колесниченко)



А



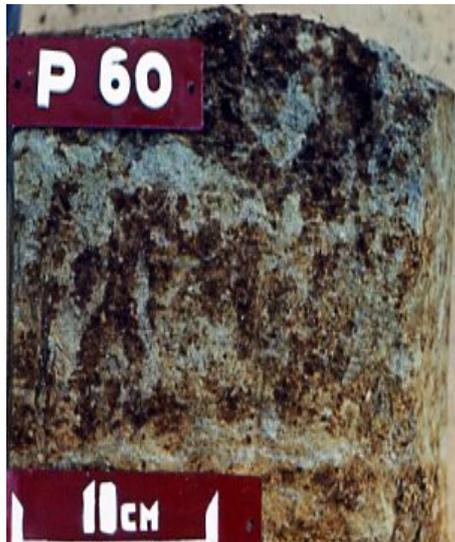
Б

А – железисто-марганцевые
ортштейны;

Б – мягкий ортзанд
(фото Л.И. Герасько)



А



Б

А – разрушение оргзанда под влиянием корневых выделений сосны, средняя тайга, Прикетье;

Б – струйчатое оgleение, средняя тайга, Прикетье (фото Л.И. Герасько)



А



Б

А – сосняк багульниково-моховый, средняя тайга бассейна р. Кети;

Б – сосняк бруснично-лишайниковый, средняя тайга бассейна р. Кети (фото Л.И. Герасько)



Гемибореальный крупнотравно-разнотравный лес, междуречье Яя – Кия (фото Л.И. Герасько)



Лесной луг, подтайга, междуречье Яя – Кия (фото Л.И. Герасько)



А



Б

А – окраина водораздельного болота, Прикетье. Средняя тайга;

Б – притеррасный пирогенный торфяник, притеррасная пойма р. Чулыма. Южная тайга (фото Л.И. Герасько)



Кустарничково-сфагновое болото,
подтайга Причумылья (фото Л.И. Герасько)



Низинное древесно-осоковое болото,
притеррасная пойма р. Чумыля (фото Л.И. Герасько)



Приусловая пойма р. Яи, подтайга
(фото Л.И. Герасько)



Низкая пойма р. Томи (фото Л.И. Герасько)



Пойма средней Оби (фото А.И. Пяка)



Луг центральной поймы р. Оби (фото А.И. Пяка)



А



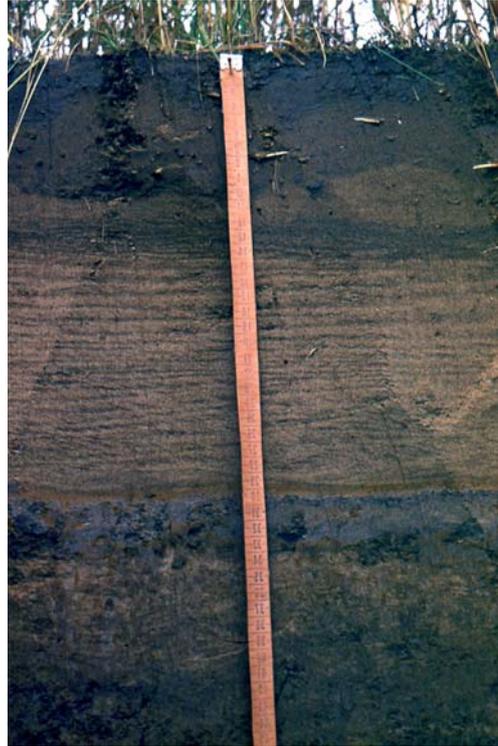
Б

А – аллювиальная
профильно-глеевая
почва, средняя тай-
га Томского При-
обья;

Б – аллювиальная
дерново-глеевая
почва, средняя тай-
га Томского При-
обья (фото Л.Г. Ко-
лесниченко)



А



Б

А – аллювиальная дерновая почва, р. Чулым;

Б – аллювиальная дерновая слоистая почва, р. Чулым (фото Л.И. Герасько)



Аллювиальная дерновая слоистая
на погребенной луговой почве



Центральная пойма р. Яи
(фото Л.И. Герасько)



А



Б

А – палео-мерзлотно-таежная почва, Якутия (фото М.В. Окочешниковой);

Б – мерзлотная черноземовидная почва, Якутия (фото Н.Н. Пологовой)



А



Б

А – подзол песчаный иллювиально-железистый, Карелия;

Б – подзолистая контактно-глееватая почва, Томское Приобье (фото Н.Н. Пологовой)



А



Б

А – бурая лесная почва (фото С.В. Лойко);

Б – бурая леснизированная почва под дубово-еловым лесом ЕТС (фото Л.И. Герасько)



А



Б

А – серая лесная глинофибровая почва, Томь-Чулымское междуречье (фото Д.Л. Орловского);

Б – темно-серая лесная почва, подтайга Томского Приобья (фото Л.И. Герасько)



А



Б

А – кедровник крупнотравно-разнотравный, Томь-Обское междуречье;

Б – темногумусовая метаморфизованная почва под кедровником, Томь-Обское междуречье (фото Л.И. Герасько)



Кедровник, средняя тайга Томского Приобья
(фото Н.Н. Пологовой)



Ельник кустарничково-зеленомошный, средняя
тайга Томского Приобья (фото Н.Н. Пологовой)



Серая лесная почва со вторым гумусовым горизонтом, Владимирское ополье (фото Л.И. Герасько)



А



Б

А – чернозем выщелоченный,
подтайга Томского Приобья
(фото Л.И. Герасько);

Б – чернозем типичный, ЦЧО
(фото С.В. Лойко)



А



Б

А – чернозем южный, Ростовская область;

Б – чернозем южный, Ростовская область (фото С.В. Лойко)



Куэстовый рельеф, Хакасия
(фото О.Э. Мерзлякова)



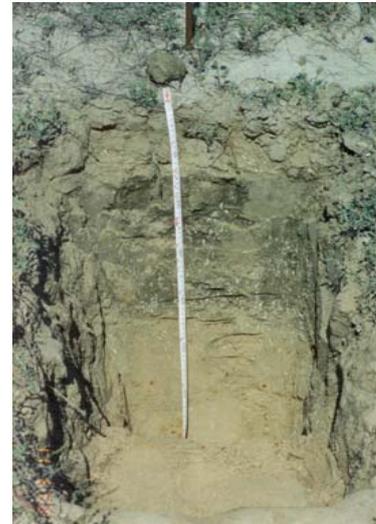
Останец выветривания, Хакасия
(фото О.Э. Мерзлякова)



Солонец, Бараба
(фото Б.А. Смоленцева)



Поверхность сорового солончака



Приморский солончак, Прикаспий
(фото В.А. Михалева)



А

А – поверхность солонца
(http://ukrainainkognita.org.ua/Rus/Nkilometr%20rus/Zapsel_ru./krem1_ru.htm)

Б – поверхностно-луговато-черноземная солонцевато-осолодевшая почва, Томское Приобье (фото Л.И. Герасько)



Б

Авторы-составители:

ГЕРАСЬКО Людмила Ивановна
КАЛЛАС Елена Витальевна

ПОЧВЫ БОРЕАЛЬНОГО
И СУББОРЕАЛЬНОГО ПОЯСОВ РОССИИ

Учебное пособие

Редактор *Е.В. Лукина*
Компьютерная верстка *Г.П. Орловой*

Подписано в печать 27.07.2010 г.
Формат 60x84¹/₁₆. Бумага офсетная №1. Печать офсетная. Гарнитура «Таймс».
Печ. л. 11,75; уч.-изд. л. 10,92; усл. печ.л. 10,70 + 15 вкл. Тираж 500 экз. Заказ №

ОАО «Издательство ТГУ», 634029, г. Томск, ул. Никитина, 4
ООО «Издательство «Иван Федоров», 634003, г. Томск, Октябрьский взвоз, 1